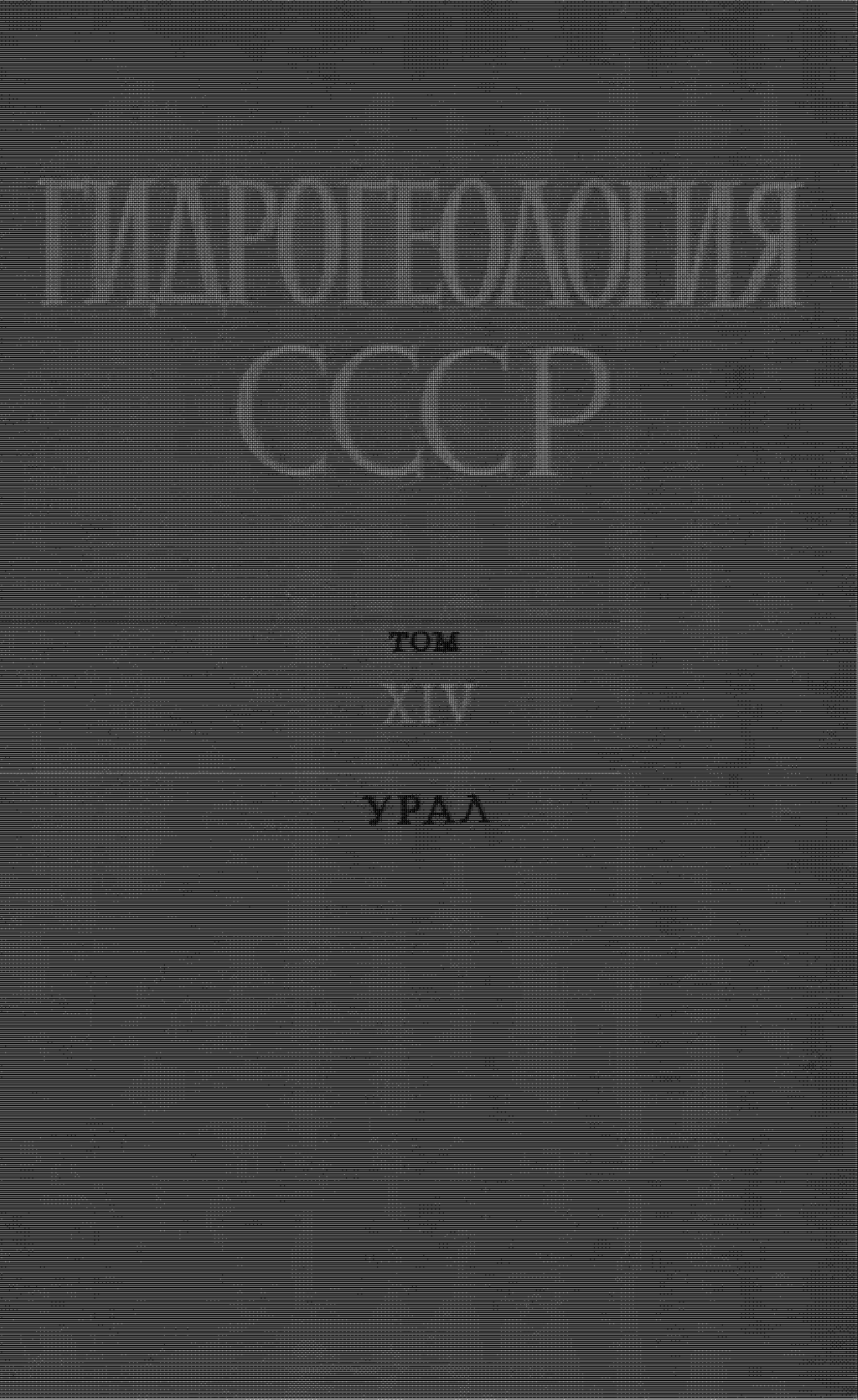

ПРОЗА
ТОМ
ТРИ
УРАЛА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
А. В. СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В. М. ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»·МОСКВА 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
УРАЛЬСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XIV

УРАЛ

РЕДАКТОР
В. Ф. ПРЕЙС

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА 1972

УДК 551 49(470 53)

Гидрогеология СССР Том XIV Урал Уральское территориальное геологическое управление Редактор В Ф Прейс М «Недра» 1972, 648 с

Монографическое описание подземных вод Урала дается на основе большого фактического материала полученного за последние десятилетия по территории охватывающей Пермскую Свердловскую Курганскую и Челябинскую области РСФСР Заново проведено гидрогеологическое районирование тесно увязанное со структурно геологическим строением территории на которой выделяются гидрогеологические структуры первого порядка Восточная окраина Восточно Русского артезианского бассейна, Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости и Западная окраина Западно Сибирского артезианского бассейна В каждой из них выделяются бассейны более низких порядков В этих бассейнах в свете современных научных представлений рассмотрены закономерности распределения, локализации динамики и формирования подземных вод Большое внимание уделено обобщению опыта разведки месторождений подземных вод для централизованного водоснабжения, проведена их типизация и дана оценка общих ресурсов Приводится обзор минеральных и промышленных вод Обобщен обширный материал по гидрогеологии многочисленных месторождений полезных ископаемых Урала Дана их типизация по сложности условий отработки описаны меры борьбы с водопритоками подземных вод Впервые для Урала проведено инженерно геологическое районирование территории с выделением регионов, областей и районов По каждому из них дана характеристика инженерно геологических свойств пород не только как оснований сооружений, но и как строительного материала Отмечаются вопросы требующие дальнейшего изучения

Книга рассчитана на широкий круг геологов и гидрогеологов

Таблиц 68 иллюстраций 107 список литературы 205 названий

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т П
АХМЕДСАФИН У М
БАБИНЕЦ А Е
БУАЧИДЗЕ И М
ДУХАНИНА В И
ЕФИМОВ А И
ЗАЙЦЕВ Г Н
ЗАЙЦЕВ И К
КАЛМЫКОВ А Ф
КЕНЕСАРИН Н А
КУДЕЛИН Б И
МАККАВЕЕВ А А
МАНЕВСКАЯ Г А
ОБИДИН Н И
ПЛОТНИКОВ Н И
ПОКРЫШЕВСКИЙ О И
ПОПОВ И В
РОГОВСКАЯ Н В
СИДОРЕНКО А В
СОКОЛОВ Д С
ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В М.
ЧАПОВСКИЙ Е Г
ЧУРИНОВ М В
ЩЕГОЛЕВ Д И

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XIV ТОМА

АНТИПИН В И
ВЕРЕТЕННИКОВА А С
ПРЕЙС В Ф (редактор)
ПУРКИН А В (зам редактора)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр

Введение *В И Антипин, В Ф Прейс* 11

Глава I **История гидрогеологических исследований на Урале** *Л Е Мессер, В Ф Прейс* 14

1 Общая характеристика 14
2 История исследований дореволюционного времени 16
3 История исследований после Великой Октябрьской социалистической революции 17
4 История развития отдельных направлении в исследованиях 20

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава II **Физико-географические условия.** *Л И Судакова (редактор В Ф Прейс)* 27

1 Рельеф 27
2 Климат 31
3 Гидрография Урала 37

Глава III **Геологическое строение** *(редактор А В Пуркин)* 44

1 Стратиграфия *Л М Минкин* 44
Нижний докембрий 44
Верхний докембрий 44
Кембрий 45
Ордовик 45
Силур 46
Девон 47
Карбон 50
Пермь 53
Триас 55
Юра 56
Мел 56
Палеоген 58
Неоген 59
Антропоген 59
2 Тектоника *Л М Минкин* 60
3 Основные черты истории геологического развития *Л М Минкин, В Ф Прейс* 67
4 Геоморфологический очерк *В Ф Прейс* 69

Стр.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава IV. **Основные закономерности распределения подземных вод. Гидрогеологическое районирование.** (*редактор В. Ф. Прейс*) 72

1. Восточная окраина Восточно-Русского артезианского бассейна. *Л. А. Шимановский, И. А. Шимановская, Г. А. Сычкина (редактор В. И. Антипин)* 77

1 Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений — alQ 80

2. Воды спорадического распространения в четвертичных аллювиально-озерных и флювиогляциальных отложениях — lalQ+fglQ 80

3. Водоносный комплекс нерасчлененных мезозойских отложений — Mz . 81

4. Водоносный комплекс отложений татарского яруса — P_2t 81

5. Водоносный комплекс отложений казанского яруса (белебеевская свита) — P_2kz 85

6. Водоносный комплекс отложений верхнеуфимского подъяруса (шешминская свита — P_2u^2 87

7. Водоносный горизонт отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита) — P_2u^1 91

8. Водоносный комплекс отложений иренской свиты — P_1i 94

9 Водоносный комплекс отложений кунгурского яруса (поповская, кошелевская и лёкская свиты) — P_1kg 96

10. Водоносный горизонт отложений артинского — кунгурского яруса — P_1a — kg 98

11. Водоносный комплекс отложений ассельского — артинского — ярусов — P_1as — a 100

12. Водоносный горизонт отложений среднего — верхнего карбона (мячковский и подольский горизонты) C_{2-3} 101

13. Водоносный горизонт отложений башкирского яруса — C_2b . . 102

14. Водоносный горизонт отложений визе-намюрского яруса — C_1v — n . 102

15. Водоносный комплекс отложений визейского яруса — C_1v 103

16. Водоносный комплекс отложений турнейского яруса — C_1t 104

17. Водоносный горизонт карбонатных отложений верхнего девона — D_3 . 106

18. Водоносный горизонт терригенных отложений верхнего девона (пашийские слои) — D_3 107

19. Водоносный горизонт карбонатно-терригенных отложений среднего девона — D_2 108

20. Водоносный комплекс отложений кембрия — нижнего девона (бавлинская свита) — Cm — D_1 108

II. Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости. *В. И. Антипин (редактор В. Ф. Прейс)* 109

II_1. Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах верхнего и среднего палеозоя Западно-Уральской зоны складчатости. *В. И. Антипин (редактор В. Ф. Прейс)* 115

1. Водоносные комплексы отложений ассельского — артинского ярусов P_1as — a и зон трещиноватости терригенных отложений среднего — верхнего карбона — C_{2-3} 115

2. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего карбона — артинского яруса нижней перми (верхняя карбонатная обводненная толща) — C_2—P_1a 116

3. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений визейского — башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща) — C_1v — C_2b 118

4. Водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона — hC_1 122

5 Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона турнейского яруса — нижнего карбона (нижняя карбонатная обводненная толща) — D_2 — C_1t 124

6. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений силура и нижнего девона — S_1, D_1 128

Стр.

7 Водоносные комплексы зоны трещиноватости в отложениях протерозоя и палеозоя 131

II_2 Бассейн грунтовых зон трещиноватости в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия — II_2 *А. С. Веретенникова (редактор В. Ф. Прейс)* 132

Северный и Средний Урал 136

1. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений ордовика и силура — O, S 137

2 Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура — O, S 143

3 Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений кембрия — Cm 144

4 Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенных пород верхнего протерозоя — кембрия — βPt_3 — Cm 146

5 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных сланцевых образований верхнего протерозоя — кембрия — sPt_3 — Cm . . 147

6 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований верхнего протерозоя — кембрия — gPt_3 — Cm 148

7 Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений клыктанской свиты — Pt_3kl 149

Южный Урал 150

8. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений верхнего протерозоя и девона — карбона — Pt_3, D — C 151

9 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных терригенно карбонатных отложений протерозоя и ашинской свиты кембрия — sPt_3, Cm *as* 159

10 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований зигальгинской свиты — gPt_3zg 161

11. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя — βPt_3 163

12 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя — gPt_{1-3} 164

13. Водоносный комплекс зон трещиноватости интрузивных пород протерозоя и кембрия — γ(Pt, Cm), υ(Pt, Cm) 165

II_3 Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах среднего и нижнего палеозоя восточного склона Урала — II_3 *А. С. Веретенникова, В. И. Антипин (редактор В. Ф. Прейс)* 166

1 Водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона — hC_1 169

2 Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений девона и карбона — D, C 170

3 Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений силура, девона и карбона — S, D, C 173

4 Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона — β(S, D, C) 180

5 Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований ордовика, силура, девона и карбона — g(O, S, D, C) 184

6 Водоносный комплекс зон трещиноватости позднепалеозойских интрузий гранитовой формации — γPz_3 187

7. Водоносный комплекс зон трещиноватости средне-позднепалеозойских интрузий гранитовой и габбровой формаций — $\gamma\sigma Pz_{2-3}$ 190

8 Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий габбровой формации — υPz_{1-2} 192

9. Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий перидотитовой формации — $SpPz_{1-2}$ 193

III Тобольский артезианский бассейн. *В. И. Антипин (редактор В. Ф. Прейс)* 197

1 Водоносный комплекс четвертичных отложений — alQ, lalQ+fglQ . . 200

2 Водоносные комплексы отложений неогена, среднего — верхнего олигоцена — N, Pg_3^{2-3} 203

Стр

3 Водоносный горизонт отложений палеоцена — нижнего эоцена (талицкая и серовская свиты) — Pg_1 — Pg_2^1 205
4 Водоносный комплекс отложений нижнего — верхнего мела (ганькинская, славгородская мысовская, синарская и алапаевская свиты) — Cr_{1-2} 209
5 Водоносный комплекс отложений нижнего мела — Cr_1 214
6 Водоносный комплекс угленосных отложений триаса — юры — hT — J 218
7 Водоносный комплекс нерасчлененных пород силура—девона — S — D 222

Глава V Формирование подземных вод (*редактор В Ф Прейс*) 223

1 Условия питания стока, разгрузки и режим подземных вод *В И Антипин, В Ф Прейс, А С Веретенникова, П П Латышев* 223
2 Гидродинамическая и гидротермальная зональность *В И Антипин* 237
3 Гидрохимическая зональность и некоторые вопросы формирования химического состава *В И Антипин, А И Ковальчук* 239

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ УРАЛА

Глава VI Ресурсы подземных вод (*редактор В Ф Прейс*) 251

1 Естественные ресурсы *В А Всеволожский, В П Карпова* 251
Оценка естественных ресурсов 253
Предуралье 253
Горноскладчатый Урал 253
Зауралье 256
Общие закономерности распределения естественных ресурсов подземных вод 258
2 Эксплуатационные ресурсы *Л И Судакова, В Ф Прейс* 259
Методика оценки 260
Результаты оценки 266
Восточная окраина Волго Камского артезианского бассейна 266
Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости 268
Тобольский артезианский бассейн 270
Общие выводы 272

Глава VII Использование подземных вод для водоснабжения (*редактор В Ф Прейс*) 273

1 Общая характеристика использования *А С Веретенникова* 273
2 Типизация месторождений пресных подземных вод *А С Веретенникова* 278
3 Краткая характеристика основных месторождений подземных вод *А С Веретенникова* 288
Месторождения безнапорных вод, I группа 288
Месторождения пластово поровых вод, тип I 1 288
Придолинные месторождения, в узких речных долинах I 1 $А_2$ 288
Месторождения трещинных вод, тип I 2 288
Придолинные месторождения, в крупных массивах некарстующихся пород Урала — I 2 $А_1$ 288
Придолинные месторождения в крупных и малых массивах некарстующихся пород Предуралья — I 2 $А_1$, J-2-$А_2$ 291
Месторождения трещинно карстовых вод, тип I 3 293
Придолинные месторождения в крупных карбонатных массивах — I 3 $А_1$ 293
Придолинные, месторождения в малых карбонатных массивах — I 3 $А_2$ 301
Водораздельные месторождения в крупных карбонатных массивах — I 3 $Б_1$ 303
Водораздельные месторождения в малых карбонатных массивах — I 3 $Б_2$ 307
Месторождения напорных вод, II группа 308
Месторождения трещинно карстовых вод, тип II 3 308
Водораздельные месторождения в крупных карбонатных массивах — II 3 $Б_1$ 308
Водораздельные месторождения в малых карбонатных массивах — II 3 $Б_2$ 310
Месторождения пластово трещинных вод, тип II 4 312
Месторождения пластово порово трещинных вод, тип II 5 314
Придолинные месторождения — II 5 А 314
Водораздельные месторождения — II 5 Б 316

Месторождения напорно безнапорных вод, III группа 316
Месторождения трещинно жильных вод, тип III 6 316
Придолинные площадные месторождения — III 6 $А_1$ 316
Водораздельные площадные месторождения III 6 $Б_1$ 320
Группа месторождений трещинно жильных вод узколокальных водоносных зон (придолинных и водораздельных) — III 6 $А_2$ III 6 $Б_2$ 321
Придолинные месторождения в узколокальных зонах — III 6 $А_2$ 322
Водораздельные трещинно жильные месторождения III 6 $Б_{1\,2}$ 326
Месторождения смешанного типа — III 7 327
Придолинные месторождения III 7 А 327

Глава VIII **Минеральные и промышленные воды** *(редактор В Ф Прейс)* 332

I Минеральные воды *В Ф Ковалев, В Ф Прейс* 332
1 Районирование 332
2 Описание минеральных вод 334
Зона сероводородных и йодо бромных вод Предуралья 335
Зона сероводородных вод западного склона Урала 338
Зона радоновых и кислых вод горного Урала 339
Зона щелочных вод локального развития Западного Зауралья 341
Зона хлоридных натриевых вод Восточного Зауралья 342
3 Минеральные грязи 343
4 Состояние и перспективы использования минеральных вод 344
5 Термальные воды 346
II Промышленные воды Урала *Ю С Курочкин* 350
Предуралье 351
Горный Урал 355
Зауралье 356

Глава IX **Гидрогеология месторождений полезных ископаемых** 358

I Основные закономерности гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых Урала *Н С Шабалина (редактор А С Веретенникова)* 358
1 Гидрогеология месторождений черных металлов (железо марганец) *Н С Шабалина (редактор А С Веретенникова)* 369
Железорудные месторождения 369
1 Магматические месторождения 369
Месторождения Северного Урала 369
Месторождения Среднего Урала 370
2 Контактово метасоматические месторождения 371
Месторождения Северного Урала 372
Западная рудоносная зона 372
Восточная рудоносная зона 374
Месторождения Среднего Урала 377
Месторождения Южного Урала 385
3 Осадочные железорудные месторождения 386
Месторождения Северного Урала 387
Месторождения Среднего Урала 389
4 Месторождения бакальского типа 392
Марганцевые месторождения 394
Северо Уральский марганцевый бассейн 394
2 Гидрогеология месторождений цветных металлов *Н С Шабалина (редактор А С Веретенникова)* 400
Меднорудные месторождения 400
1 Медноколчеданные месторождения 400
Дегтярская зона 400
Красноуральская зона 409
Пышминско Ключевское медно кобальтовое месторождение 411
2 Контактово метасоматические (скарновые) месторождения 413
Бокситовые месторождения 418
1 Месторождения бокситов палеозойского возраста 418
Северо Уральский бокситовый бассейн 418
Ивдельский бокситоносный район 426
Южно Уральский бокситовый бассейн 427

2. Месторождения бокситов мезозойского возраста 432
Никелевые месторождения 433
Золоторудные месторождения 437
3. Гидрогеология месторождений нерудных полезных ископаемых *Н. С. Шабалина (редактор А. С. Веретенникова)* 443
Месторождения асбеста 443
Месторождения огнеупорных глин 447
4. Гидрогеология угольных месторождений. *Ю. А. Ежов, Е. В. Магер, А. П. Сирман, Л. И. Судакова (редактор В. И. Антипин)* 450
Палеозойские каменноугольные месторождения 450
Гидрогеология Кизеловского каменноугольного бассейна 451
Гидрогеология Егоршинского каменноугольного месторождения . . . 456
Гидрогеология Полтаво-Брединского антрацитового месторождения . . 458
Триас-юрские буроугольные месторождения 459
Гидрогеология Богословско-Волчанского буроугольного бассейна . . . 460
Гидрогеология Буланаш-Елкинского буроугольного бассейна 467
Гидрогеология Челябинского буроугольного бассейна 471

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УРАЛА

Глава X. **Принципы инженерно-геологического районирования и характеристика районов.** *Ф. А. Асинкритов (редактор В. И. Антипин)* 480

А — Восточная окраина Русской платформы 481
Б — Горноскладчатый Урал 488
В — Западная окраина Западно-Сибирской платформы 505

Заключение 512

Приложения текстовые

1. Каталог опорных родников 516
2. Каталог опорных скважин 526
3. Каталог химических анализов воды из опорных родников и скважин . 596

Список литературы 642

Приложения графические:

1. Гидрогеологическая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 . . . . . .
2. Карта инженерно-геологического районирования Урала масштаба 1 : 2 500 000 . . . . . .

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР
Том XIV
Урал

Редактор издательства *Панова А. И.* Технический редактор *Сычева Е.*
Корректор *Кауфман Л. М.*

Сдано в набор 18/X 1971 г. Подписано в печать 6/V 1972 г. Т-07651.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 45,75 с 8 вкл.+6,75 цв карты=52,5. Усл. печ. л. 73,5.
Уч.-изд. л. 65,4. Бумага № 1 и офсет. Индекс 3—4—1 Заказ 1032/14077—2.
Тираж 1200 экз. Цена 7 р. 34 к. с прилож.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

ВВЕДЕНИЕ

XIV том монографии «Гидрогеология СССР» охватывает территорию деятельности Уральского территориального геологического управления, распространяющуюся на четыре административные области. Пермскую, Свердловскую, Курганскую и Челябинскую. В нем приведены данные по состоянию изученности на 1969 г. Положение рассматриваемой площади в общей схеме Советского Союза показано на рис 1

Описываемая территория граничит на юго-западе с Башкирской АССР (освещена в XV томе), на западе — с Горьковской областью (XIII том), на севере — с Коми АССР (XLIV том), на востоке — с Тюменской областью (XVI том) и на юго-востоке — с Казахской ССР (XXXIII том).

По устройству поверхности и структурно-тектоническим признакам на этой территории размещаются части трех регионов. В центре ее, на рубеже Европы и Азии, в виде меридиональной полосы лежит собственно Уральская горноскладчатая страна. По разнообразию и богатству полезных ископаемых, высокоразвитой горнодобывающей, металлургической и машиностроительной промышленности она занимает одно из ведущих мест в экономике Советского Союза С запада к ней примыкает восточная окраина Русской равнины, именуемая в литературе Предуральем, с ее огромными сельскохозяйственными угодьями и отдельными крупными промышленными районами (Пермь, Соликамск, Березники и др) С востока к собственно Уралу подходит западная окраина Западно-Сибирской равнины, обычно называемая Зауральем В ее экономике основное место занимает сельское хозяйство, но за последние десятилетия начало развиваться машиностроение.

Интерес к подземным водам на Урале стал проявляться еще в дореволюционное время в связи с разработкой полезных ископаемых Однако планомерное их изучение начато только в период Советской власти. Это вызывалось ростом горнодобывающей промышленности и освоением глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых и рудных залежей, сопровождающимся нередко большими притоками подземных вод. Гидрогеологические исследования, проводившиеся как в процессе разведки, так и в период эксплуатации месторождений, давали основную информацию о подземных водах, позволяя раскрывать главнейшие закономерности формирования водопритоков и накапливать опыт борьбы с шахтными водами.

Дальнейшее индустриальное развитие Урала, а также освоение целинных и залежных земель в сельском хозяйстве сопровождались резким увеличением, особенно за последние десятилетия, использования подземных вод в качестве источника хозяйственно-питьевого водоснабжения городов, промышленных и сельскохозяйственных предприятий

Было разведано и введено в эксплуатацию большое количество водозаборов подземных вод, расположенных в самых различных гидрогеологических условиях.

Накопление фактических данных, естественно, требовало периодического их обобщения и научной обработки. Такие обобщения, обычно преследовавшие относительно узкопрактические цели, проводились и ранее. Так, в предвоенные годы появились сводки по гидрогеологии метасоматических месторождений зеленокаменной полосы Урала и по подземным водам Зауралья. В 1939—1943 гг. издана монография «Гид-

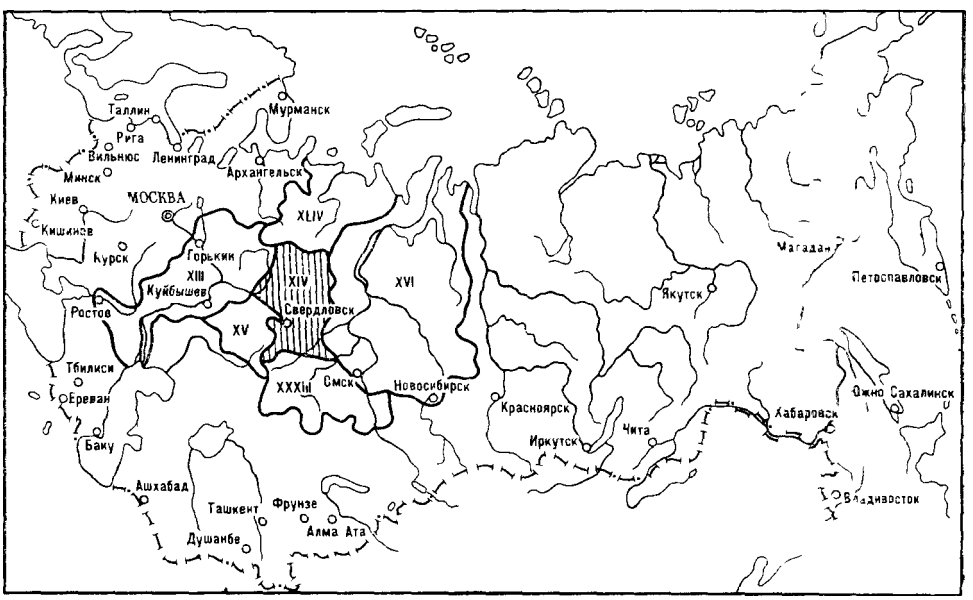


Рис 1. Обзорная схема расположения территорий, освещаемых в Уральском и смежных с ним томах монографии «Гидрогеология СССР». Римские цифры — номера томов

рогеология СССР» под редакцией Н. И Толстихина, один из томов которой был посвящен Уралу. В 1964 г. опубликована работа Н. Д. Буданова «Гидрогеология Урала».

Со времени опубликования отмеченной выше монографии «Гидрогеология СССР» (под ред. Н. И Толстихина) прошло более 25 лет. За этот период накоплен огромный фактический материал, нередко меняющий представления о целом ряде закономерностей формирования подземных вод. Наконец, за этот период во многом изменились наши знания и по геологии Урала. Большим коллективом геологов была заново составлена геологическая карта Урала под редакцией И. Д. Соболева. Эти материалы легли в основу всех гидрогеологических построений, сделанных при монографическом описании гидрогеологии Урала и составлении гидрогеологической карты масштаба 1 : 1 000 000.

Работа Н. Д. Буданова (1964) посвящена той же теме, что и настоящий том, но выполнена в совершенно ином плане. Описания и выводы базируются в ней на геологической основе, отвечающей взглядам самого автора, но не разделяемым подавляющим большинством геологов. Посвящена она главным образом характеристике основных водоносных зон Урала и других вопросов гидрогеологии почти не касается.

Составление и подготовка настоящего тома к изданию выполнены гидрогеологами Уральского территориального геологического управления Министерства геологии РСФСР с участием специалистов научных учреждений других министерств и ведомств: Свердловского горного института (Н. С. Шабалина, Ф. А. Асинкритов); Пермского государственного университета (Л. А. Шимановский, Г. А. Сычкина); Московского государственного университета (В. А. Всеволжский, В. П. Карпова); Института геологии и геохимии Уральского филиала Академии наук СССР (В. Ф. Ковалев, Ю. А. Ежов); Лаборатории водного хозяйства Челябинского отделения института ВОДГЕО (А. П. Сирман).

Сбор и систематизация фактического материала, составление отдельных глав, разделов и основных гидрогеологических карт, картографическое оформление и редактирование проведены тематической партией Уральской гидрогеологической экспедиции под руководством начальника партии В. И. Антипина и главного гидрогеолога А. С. Веретенниковой. Непосредственное методическое руководство работами, общее редактирование и составление отдельных глав осуществлялись ведущим редактором тома главным гидрогеологом Уральского геологического управления В. Ф. Прейсом и заместителем ведущего редактора главным геологом Управления А. В. Пуркиным.

Подготовленный к изданию том просмотрен рецензентами доктором геолого-минералогических наук А. В. Щербаковым, кандидатом геолого-минералогических наук М. А. Шуршалиной и старшим инженером В. П. Лазаревой, сделавшими ценные замечания.

Предлагаемая работа, безусловно, не лишена и недостатков. Поэтому редколлегия и авторы будут весьма признательны за все замечания и пожелания, которые могут быть сделаны при практическом использовании монографии. Направлять их следует по адресу: г. Свердловск, ул. Вайнера, 55, Уральское территориальное геологическое управление.

Глава I

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УРАЛЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

История гидрогеологических исследований на территории Урала тесно связана с факторами естественноисторического развития народного хозяйства, обусловленными природными особенностями территории.

Еще с эпохи Петра I Урал определился как один из основных горнодобывающих районов страны с весьма широким комплексом полезных ископаемых. Это обусловило развитие в первую очередь гидрогеологических исследований, проводившихся одновременно с разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых; вопросы шахтной гидрогеологии до сих пор играют заметную роль в общем комплексе гидрогеологических работ.

С горнодобывающей промышленностью связана организация и другого направления гидрогеологических исследований — изучения режима подземных вод, которое впервые было поставлено на обводненных рудниках.

С другой стороны, заселение Урала длительное время шло преимущественно по долинам рек. Такой характер заселения объясняется возможностью использования рек как источника энергии и в качестве наиболее удобных путей транспортировки промышленной продукции. Это привело к сооружению на многих реках Урала большого количества плотин и водохранилищ, сохранившихся в большинстве до настоящего времени, в связи с чем наиболее просто решались и вопросы водоснабжения. Поэтому гидрогеологические исследования в направлении использования подземных вод для водоснабжения были начаты на Урале значительно позже работ других направлений.

Развитие железнодорожного строительства в конце XIX — начале XX вв. обусловило организацию инженерно-геологических исследований, которые впоследствии, в период первых промышленных пятилеток, развернулись в еще больших масштабах.

Естественное значение в истории гидрогеологических исследований имела взаимосвязь отдельных направлений. Так, развитие работ по бурению одиночных скважин для водоснабжения сельского хозяйства в период освоения целинных и залежных земель (1954 г.) сразу же столкнулось с затруднениями в обосновании точек заложения скважин. В свою очередь это явилось основанием для организации в 1955—1956 гг. планомерных гидрогеологических съемок, ранее проводившихся эпизодически и в небольших объемах.

Существенное значение для развертывания гидрогеологических исследований имело постепенное накапливание и обобщение материалов, а также развитие гидрогеологии как науки. При таких обобщениях, с одной стороны, выявлялись определенные закономерности, которые

позволяли более целенаправленно проводить дальнейшие исследования, а с другой,— возникали новые вопросы, для решения которых использовались новые методы исследований и новые направления работ. Так, в течение длительного времени режимные наблюдения на рудниках проводились исключительно для оценки водопритоков в горные выработки. Происшедший в 1948 г. прорыв подземных вод в горные выработки Полуночного рудника привел к внедрению качественно нового направления работ при разведке месторождений полезных ископаемых и режимных исследований — к оценке возможности предварительного водопонижения.

В истории гидрогеологических исследований на Урале, естественно, выделяется два крупных этапа — до Великой Октябрьской Социалистической революции и после нее.

В дореволюционное время гидрогеологические исследования проводились попутно при региональных геологических работах или по отдельным не связанным между собой направлениям. История этих исследований бедна, хотя в сравнении с многими другими районами страны на Урале проводилось достаточно большое количество работ, давших, несомненно, интересные результаты.

Неизмеримо более богата история гидрогеологических исследований после Октябрьской революции. В первый период эти исследования мало отличались от проводившихся ранее, но уже к началу 30-х годов (Клер, 1928) было доказано, что наиболее эффективные результаты могут быть получены только при проведении исследований в комплексе всех основных направлений, в целом составляющих отрасль «гидрогеология и инженерная геология».

Вместе с тем, будучи связано с определенным кругом решаемых задач и нередко с объемом отпускаемых ассигнований, развитие работ по отдельным направлениям шло неравномерно и привело к неодинаковой степени изученности отдельных вопросов. В связи с этим изложение истории исследований за послереволюционное время целесообразно вести по отдельным направлениям.

Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования на Урале проводились многими организациями. Мы упоминаем лишь основные из них, разбив их по характеру проводимых исследований.

а. Уральское территориальное геологическое управление и предшествовавшие ему другие организации системы б. Геолкома (комплексные исследования по всем направлениям).

б. Уральский филиал Академии наук СССР, Пермский государственный университет (региональные работы, изучение карста, гидрогеохимические исследования).

в. Геологоразведочные организации отраслевых министерств — Уралцветметразведка, Уралчерметразведка и др. (преимущественно изучение гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых).

г. Уральский политехнический институт, Уральский трест инженерно-строительных изысканий, Промстройпроект и др. (преимущественно инженерно-геологические изыскания).

д. Уральский автодорожный институт, Уралгипротранс (изыскания для дорожного строительства).

е. Институты Гидропроект, Союзводканалпроект и УралТЭП (главным образом изыскания под гидротехническое строительство и частично водоснабжение).

ж. Центральный и Свердловский институты курортологии (изучение лечебных минеральных вод и грязей).

з. Тресты Промбурвод, Союзшахтоосушение, строительно-монтажные управления «Водстрой» и др. (бурение одиночных водозаборных скважин).

Отдельные работы по различным направлениям проводили и многие другие научно-исследовательские (ВСЕГИНГЕО, ВСЕГЕИ, ВОДГЕО Институт галургии и др.) и производственные организации (Московская геотехконтора, Всесоюзный гидрогеологический трест и др.).

Все выполненные работы перечислить невозможно. Поэтому мы заранее приносим извинения многим авторам, которые, как и выполненные ими работы, не будут упомянуты в последующем изложении.

2. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОРЕВОЛЮЦИОННОГО ВРЕМЕНИ

Первые упоминания о подземных водах Урала относятся к XVII в. и заключаются в письмах «служивых» людей, указывавших на возможность использования минеральных источников Предуралья для добычи поваренной соли. Материалов о каких-либо конкретных исследованиях в этом направлении не сохранилось, однако известно, что в XVIII в. было начато промышленное солеварение и пробурены первые рассолодобывающие скважины.

Вторая половина XVIII в. характеризуется развитием общих исследований территории России и юга Сибири, организованных Российской академией наук. Результаты этих исследований изложены в работах И. В. Лепехина (1771—1785), И. Г. Георги (1772—1774), П. С. Палласа (1768—1773), И. П. Фалька (1824) и заключались в описании фактического материала по поверхностным и подземным водам, климатологии, физико-геологическим явлениям и другим вопросам, так или иначе связанным с подземными водами. К этому же периоду относится ряд упоминаний в отчетах горному ведомству о шахтных водах как факторе, осложняющем ведение горных работ, и первые попытки решения вопросов осушения рудников. Так, в 1828 г. А. А. Гумбольдт рекомендовал осушить Березовские рудники путем спуска оз. Шарташ, расположенного гипсометрически выше рудников.

В 40-х годах XIX в. начинается новый этап гидрогеологических исследований, связанный с деятельностью врачей и краеведов и направленный на санитарное обследование источников водоснабжения и выявление минеральных вод. Результаты обследований излагались в виде статей в краеведческой литературе (Мозель, 1864; Щербаков, 1867; Рум, 1883 и др.) и содержали достаточно интересные материалы по подземным водам и условиям их использования. Частным результатом описываемых работ явилось открытие и ныне используемых минеральных вод курортов Ключи в Пермской области, Нижние Серги и Обухово в Свердловской области. Часть работ этого времени связана с изучением карстовых явлений и отдельных пещер, в том числе работа М. Китарры (1848), который впервые описал Кунгурскую пещеру и составил ее план.

С организацией Геологического комитета (1882 г.) было начато систематическое геологическое изучение территории России с целью составления геологической карты. В геологическом описании относящихся к Уралу листов (Чернышев, 1889; Краснопольский, 1889; Штукенберг, 1898, и др.) содержатся уже достаточно систематизированные сведения о распространении подземных вод, уровнях их залегания, химизме, физико-геологических явлениях и других вопросах гидрогеологии.

Почти одновременно проводились инженерно-геологические изыскания по трассе Западно-Сибирской ж. д. (Краснопольский, 1894) и связанное с ними изучение карстопроявлений (Иванов, 1900). При инже-

нерно-геологических изысканиях одновременно решались вопросы водоснабжения будущих железнодорожных станций. Кроме того, известны попытки решения этих вопросов для отдельных городов (Высоцкий, 1896, и др.). К этому времени относится и бурение первых водозаборных скважин на Урале.

С началом XX в. гидрогеологические исследования на Урале вступили в новый этап. Если ранее эти исследования велись в основном попутно с геологическими или имели чисто описательное значение, то работы начала XX в. характеризуются определенной целенаправленностью, связанной с решением практических задач. В этот период на Урале развертывается железнодорожное строительство, что обусловило проведение инженерно-геологических изысканий (Каракаш, 1906; Чернов, 1914, и др.) и появление ряда работ по карсту каменноугольных известняков западного склона Урала и гипсоносных отложений кунгура Пермского Прикамья (Быков, 1900; Красильников, 1904; Каптеров, 1913, и др.).

Продолжались обследовательские работы врачей и краеведов (Печуркин, 1911; Воскресенский, 1914; Краев, 1915, и др.) и геологические исследования по составлению полистных геологических карт (Кандыкин, 1914, и др.). К этому времени относится открытие суксунских и курьинских минеральных вод и выявление целебных свойств грязей некоторых озер. Тогда же было организовано и специальное изучение некоторых ранее выявленных минеральных вод, например, курорта Ключи (Штукенберг, 1914) и др. В связи со строительством железных дорог, особенно Западно-Сибирской, началось широкое переселение из России во вновь осваиваемые районы. Это вызвало и развитие работ по решению вопросов водоснабжения переселенческих участков, а также некоторых крупных населенных пунктов (Жилинский, 1903; Кольбе, 1908; Клер, 1915, 1916, и др.).

Развитие горнорудной промышленности с переходом на отработку более глубоких горизонтов, ниже уровня подземных вод, вызвало ряд исследований по борьбе с подземными водами (Клер, 1915—1916, и др.).

Значительно бо́льшие, чем ранее, объемы гидрогеологических исследований в описываемый период и более конкретная их направленность способствовали появлению первых сводных работ. К числу наиболее интересных можно отнести работы В. А. Варсанофьевой (1915) по описанию карста Уфимского плато, Е. Н. Короткова (1915) — «Минеральные воды Урала» и, наконец, работу М. О. Клер (1915) — «Схема геологического строения Пермской губернии и ее гидрогеология». В этой работе — первой по времени региональной сводке по гидрогеологии Урала — автор делит регион на шесть меридионально вытянутых зон, различающихся по геологическим и гидрогеологическим условиям, и дальнейшее региональное изучение гидрогеологии Урала в отличие от работ предыдущих лет рекомендует проводить по выделенным меридиональным зонам.

3. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОСЛЕ ВЕЛИКОЙ ОКТЯБРЬСКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

В общей истории гидрогеологических исследований на Урале за время после Октябрьской революции выделяется шесть основных периодов.

Первый период (1918—1928 гг.) связан с восстановлением народного хозяйства Урала. Основное внимание в это время уделялось вопросам рудничной гидрогеологии, в начале периода при восстановлении шахт, а в конце и при строительстве новых рудников. Значительно

меньшие объемы работ были связаны с решением вопросов водоснабжения, преимущественно также для рудников, заметное место занимает бурение одиночных скважин. Продолжалось изучение ранее известных минеральных вод и попутные исследования при региональных геологических работах. Несмотря на относительно узкий характер проведенных исследований и небольшой их объем, конец первого периода характеризуется появлением второй региональной сводки (Клер, 1928).

Второй период охватывает 1929—1940 гг. и совпадает с периодом первых промышленных пятилеток. Для него характерно развитие инженерно-геологических изысканий, связанных с проектированием и строительством различных промышленных предприятий и гидротехнических сооружений. В больших объемах продолжались работы при разведке полезных ископаемых и по рудничной гидрогеологии. Впервые организуются работы по изучению режима подземных вод и крупные для того времени исследования с целью решения вопросов водоснабжения ряда промышленных центров Урала.

Значительные объемы работ проведены по изучению минеральных источников и озер Урала. Начаты нефтеразведочные работы, в результате которых попутно получены первые сведения о промышленных водах Предуралья и выявлены уникальные лечебные воды курорта Усть-Качка.

Большое количество сведений по общим вопросам гидрогеологии было получено в процессе региональных геологических исследований. Все это привело к появлению значительного количества обобщений и сводных работ как регионального характера, так и по отдельным направлениям. В целом этот период оценивается как период окончательного становления на Урале гидрогеологии в качестве самостоятельной отрасли геологических наук, а также признание комплексности исследований и зарождения специализированных гидрогеологических организаций. По существу к этому периоду относятся организации водного кадастра Урала и Уральской гидрогеологической станции, хотя оформлены они были в 1941 г.

Третий период (1941—1945 гг.) совпадает с Великой Отечественной войной и характеризуется общим сокращением объемов гидрогеологических исследований и направленностью их на решение вопросов, связанных с задачами обороны страны, преимущественно с вопросами форсированной разработки на более глубоких горизонтах существующих рудников и с организацией новых рудников.

Вторым направлением являлись работы по водоснабжению рудников и промышленных предприятий, причем срочность решения поставленных задач обусловливала в основном развитие бурения одиночных скважин без систематических исследований. Затруднения при форсировании добычных работ на обводиенных рудниках вызвали некоторое усиление режимных исследований.

Четвертый период охватывает 1946—1953 гг. и связан с послевоенным развитием народного хозяйства Урала, где к этому времени сложились особые условия. Во-первых, в результате эвакуации и развития промышленности значительно возросло население Урала, что обусловило увеличение потребности в воде. Во-вторых, расширение промышленного производства в военное время проводилось без соблюдения необходимых санитарных норм, что привело к загрязнению поверхностных вод промышленными стоками. Поэтому с окончанием войны перед гидрогеологами Урала в первую очередь встали вопросы водоснабжения, и это направление исследований в описываемый период было основным.

Одновременно проводились работы и по другим направлениям, в том числе следует отметить попытку составления сводной гидрогео-

логической мелкомасштабной карты Урала. В этот же период была организована Северо-Уральская карстовая станция, чем было положено начало комплексному изучению карстового бассейна в целом.

Пятый период, с 1954 по 1958 г., характеризуется резким увеличением объемов гидрогеологических исследований и некоторым изменением их характера в связи с освоением целинных и залежных земель. При этом особенно большое развитие получило бурение одиночных водозаборных скважин (до 40% всего объема гидрогеологических работ). Однако эти работы сразу же столкнулись с отсутствием гидрогеологической основы, которая позволяла бы рационально выбирать места заложения скважин. Это повлекло организацию в 1955—1956 гг. планомерных гидрогеологических съемок, вначале мелких, а затем и средних масштабов. Одновременно появился ряд сводных работ по отдельным вопросам, а в конце периода на основе материалов бурения большого количества скважин были составлены специальные очерки по условиям водоснабжения сельского хозяйства по основным сельскохозяйственным районам Урала.

В этот период развивались также работы по водоснабжению крупных промышленных центров, и к 1956 г. относится первое для Урала утверждение эксплуатационных запасов подземных вод в ГКЗ. Проводились работы по изучению гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, режимные исследования, поисково-разведочные работы на минеральные воды, инженерно-геологические изыскания и в конце периода были начаты новые для Урала гидрогеохимические исследования.

Шестой период, с 1959 г. по настоящее время, выделяется в связи с рядом обстоятельств, приведших к значительной перестройке гидрогеологических исследований на Урале. Первое из них заключается в объединении в конце 1957 г. геологической службы различных ведомств и сосредоточении всех работ в системе Министерства геологии СССР. Это привело к лучшей координации исследований, правильному использованию и расстановке имеющихся кадров и в конечном итоге — к более оптимальному планированию и большей эффективности гидрогеологических исследований. Эта реорганизация на Урале была завершена к 1959 г., что и дает основание выделять с этого времени новый период развития гидрогеологических исследований.

Вторым обстоятельством явилась работа выездной сессии гидрогеологической секции Экспертно-геологического совета Главгеологии РСФСР (ныне Министерство геологии РСФСР). На этой сессии, состоявшейся в конце 1958 г., гидрогеологические исследования на Урале были подвергнуты резкой критике, и решениями сессии были намечены пути ликвидации недостатков, особенно в направлении улучшения обоснования постановки работ.

Третьим обстоятельством явилось широкое внедрение в гидрогеологические исследования всех направлений теории неустановившегося движения подземных вод, что привело к улучшению обоснования перспектив тех или иных площадей и к методической целенаправленности поисково-разведочных работ.

В качестве четвертого обстоятельства следует указать на внедрение геофизических методов, что значительно повысило качество проводимых гидрогеологических работ.

Все это в конечном итоге обусловило развитие в описываемом периоде комплекса гидрогеологических исследований в полной взаимосвязи всех направлений, что привело к заметному повышению эффективности.

Отличительным признаком описываемого периода является составление большого количества сводных работ как регионального, так и частного характера. В числе их следует отметить сводные среднемасштабные гидрогеологические карты Урала, региональную оценку эксплуатационных ресурсов подземных вод, гидрохимическую и прогнозно-гидрогеохимические мелкомасштабные карты и, наконец, работу Н. Д. Буданова «Гидрогеология Урала».

4. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОТДЕЛЬНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ В ИССЛЕДОВАНИЯХ

Гидрогеологические съемки на территории Урала следует разбить на две группы: съемки крупных и средних масштабов, проводившиеся на небольших по площади участках для решения частных задач (при разведке месторождений подземных вод и твердых полезных ископаемых и др.), и съемки средних и мелких масштабов, проводившиеся регионально с целью составления государственных гидрогеологических карт.

Первая группа съемок включает около 350 работ и, как правило, характеризуется недостаточно высоким качеством, особенно для работ, выполненных до 1959 г. Первые работы такого рода относятся к 1928—1929 гг. (А. А. Иванов, Г. Р. Егер) и связаны с геологическими исследованиями в пределах Верхне-Камского соленосного бассейна. В 30-х годах значительные объемы аналогичных съемок выполнены на площадях угольных месторождений и бассейнов Урала, несколько позднее на многих месторождениях цветных и черных металлов. Значительное количество работ первой группы связано с геологическими съемками, к отчетам по которым прилагались «гидрогеологические» карты. По существу такие карты содержали лишь отдельные сведения о подземных водах и не соответствовали требованиям, предъявляемым к гидрогеологическим картам.

Различный характер имели и работы по составлению государственных гидрогеологических карт средних и мелких масштабов. Первые карты составлялись камеральным путем на основании обобщения имеющихся материалов, главным образом одиночных скважин на воду. К ним относится одна из первых гидрогеологических карт Урала, составленная Н. С. Токаревым (1938 г.), карта Челябинской области В. И. Антипина (1940 г.) и ряд других. Ограниченные количеством фактического материала эти карты не давали региональной характеристики гидрогеологических условий и в настоящее время с учета сняты.

В 1944—1951 гг. были предприняты более серьезные попытки составления мелкомасштабных гидрогеологических карт (В. И. Антипин, Н. Д. Буданов, Н. К. Лемеш, Л. Е. Месс, Д. В. Рыжиков), в основном также камеральным путем, но для проверки отдельных выводов и положений проводились небольшие объемы маршрутных исследований. Для того времени эти карты представляли значительный интерес и позволяли решать ряд практических задач. В настоящее время бóльшая часть территории двенадцати составленных полистных карт перекрыта последующими съемками. Начало планомерных гидрогеологических съемок с выполнением комплекса полевых, в частности буровых и опытно-фильтрационных работ, относится к 1954—1955 гг.

Гидрогеологическое картирование Урала в мелком масштабе практически было завершено в 1964 г. (Г. Н. Беляев, В. Т. Брок, Н. А. Возженикова, Н. К. Лемеш, Ю. В. Нечаев, Л. А. Шимановский и др.). Незаснятыми остались лишь совершенно не обжитые районы севера и северо-востока территории.

С 1960 г. начались планомерные гидрогеологические съемки средних масштабов (Г. Н. Беляев, Е. А. Бобров, Б. Н. Герасименко, Р. А. Еремина, В. К. Мишунин, А. М. Оскотский, С. П. Соловейко, Н. Д. Фещенко и др.).

По состоянию на 1 января 1968 г. общая заснятость территории гидрогеологическими съемками характеризуется следующими цифрами: съемки обзорных масштабов — 100%; съемки мелких масштабов — 75,1%; съемки средних масштабов — 29,5%; съемки крупных масштабов — 3,0%.

Особой проблемой для Урала являлось картирование пестрых по минерализации подземных вод олигоценовых отложений восточной части Курганской области, относящейся к районам континентального засолонения. В 1964—1965 гг. эта проблема была решена геофизическими методами (Н. И. Бегунов, А. П. Чиркин и др.), что позволило исключить заложение скважин на площадях развития соленых вод и рационально планировать размещение сельского хозяйства, приближая его к линзам пресных и слабосолоноватых вод.

Поисково-разведочные работы для решения вопросов водоснабжения длительное время проводились на Урале не систематически, не целенаправленно и ограничивались решением частных задач. Такое положение было вполне естественным, так как развитие населенных пунктов и водопотребления в те годы почти не планировалось, а слабая изученность общей гидрогеологии Урала и условий формирования и локализации подземных вод обусловливала нередко постановку разведочных работ на случайных участках. В связи с этим большое количество работ, особенно в первые годы Советской власти, практически было безуспешным. Во многих случаях после выявления подземных вод в количестве, обеспечивающем текущую потребность, разведочные работы прекращались, хотя уже в этот момент нередко имелись данные по дальнейшему росту водопотребления, что в свою очередь вызывало организацию, после некоторого перерыва, дополнительных работ.

Это положение, т. е. повторная и часто неоднократная организация работ для водоснабжения многих объектов, является для Урала типичным. Тем не менее к середине 50-х годов все же в той или иной мере было обеспечено водоснабжение многих населенных пунктов Урала, в том числе городов Асбеста (П. П. Казаков, 1934—1936 гг.), Богдановича (М. А. Фадеичева, 1935 г.; В. Л. Бученин, 1940 г.), Карпинска и Волчанска (Я. И. Зарубинский, 1946—1950 гг.), пос. Мотовилихи (Г. Ф. Ершов, 1948 г.), г. Каменска-Уральского (Н. Д. Буданов, 1948 г., К. А. Костина, 1950 г.), г. Бакала (А. В. Медведев, 1949 г.), городов Челябинского промузла: Коркино, Копейска и Еманжелинска (И. А. Алексеева, В. С. Беляев, А. И. Наумкина, А. П. Сирман, 1943—1950 гг.) и многих других.

Со второй половины 50-х годов разведочные работы на воду начали проводиться на более высоком уровне. Этому способствовало появление первых планов развития водопотребления и достаточно детальных гидрогеологических карт, позволяющих более обоснованно оценивать перспективы отдельных участков.

Несколько позже Куйбышевское отделение института Гидропроект приступило к разработке генеральной схемы комплексного использования водных ресурсов Урала. На первом этапе этой работы, выполнявшейся совместно с Уральским геологическим управлением, были впервые получены данные по развитию водопотребления многих населенных пунктов, материалы по их обеспеченности (Г. Е. Латинский) и произведена оценка перспектив использования подземных вод, вплоть до составления заключений для ряда конкретных водопотребителей. Это так-

же способствовало постановке обоснованных работ на наиболее перспективных участках и методически наиболее рационально.

Все это предопределило как дальнейшее развитие темпов разведочных гидрогеологических работ, так и повышение их эффективности. За этот период завершены работы и утверждены эксплуатационные запасы подземных вод для водоснабжения городов Коркино (А. П. Сирман, 1956 г.), Сысерти (М. А. Фадеичева, 1956 г.), Юрюзани (А. Г. Иванов, 1956 г.), Карабаша (Г. И. Колотушкин, 1958 г.), Магнитогорска (А. В. Медведев, 1959 г.; Г. И. Зайцев, 1961 г.), Серова (Н. И. Евсеев, 1961 г.), Камышлова (А. С. Веретенникова, 1961 г.), Ирбита (К. А. Костина, 1961 г.), Качканарского горнообогатительного комбината (Я. Я. Сердюк, 1961 г.), Березников (Я. В. Заборин, 1961 г.; Е. А. Боровикова, 1963 г.), Краснотурьинска (П. А. Смирнов, 1961 г.), Артемовского (В. Н. Лаврова, 1963 г.), Алапаевска (С. В. Палкин, 1963 г.), Каменска-Уральского (А. С. Веретенникова, Н. С. Баталов, 1963 г.), Асбеста (Н. С. Деркач, 1963 г.), Миасса (А. Ж. Муфтахов, 1963 г.), Челябинского металлургического завода (В. И. Аношина, 1965 г.), Катайска и Долматово (Н. С. Баталов, 1966 г.), Североуральска (И. И. Плотников, 1967 г.), Арамиля (К. А. Костина, 1967 г.), Аши и Миньяра (В. Т. Брок), а также ряда других более мелких населенных пунктов.

Большие работы по водоснабжению сельского хозяйства и отдельных промышленных предприятий в виде бурения одиночных водозаборных скважин проводятся строительно-монтажными управлениями «Водстрой», трестами «Промбурвод», «Востокбурвод» и другими специализированными организациями. За последние годы ими проходится ежегодно 300—350 одиночных водозаборных скважин.

Изучение режима подземных вод на Урале впервые было начато в 1934 г., когда по инициативе Г. С. Буренина и П. И. Бутова в Кизеловском угольном бассейне была организована Карстовая станция с задачей изучения закономерностей изменения и прогноза водопритоков в горные выработки (Н. А. Алексеева, М. С. Гуревич, С. В. Ильин, М. С. Кельманский). В 1938 г. эта станция была закрыта, и дальнейшие наблюдения проводились лишь эпизодически.

В 1941 г. с развитием горнорудной промышленности и переходом во многих случаях на отработку горизонтов ниже уровня подземных вод была организована Уральская гидрогеологическая станция (Н. Д. Буданов, Н. К. Лемеш), начавшая изучение режима водоотлива и характера развития депрессий на многих обводненных рудниках Урала, главным образом железорудных и в меньшей мере меднорудных.

Столь узкое направление режимных исследований (только на рудниках) и практически чисто наблюдательный характер их с прогнозом водопритоков преимущественно по эмпирическим зависимостям длительное время ограничивали круг решаемых вопросов. Тем не менее в ежегодных и сводных отчетах станции (В. Л. Буценин, 1943 г.; А. Н. Губарев, 1948—1949 гг.; Н. Д. Буданов, 1952 г.; М. Я. Барабашкин, 1954 г., и др.) уже обосновывались некоторые закономерности формирования водопритоков в горные выработки в зависимости от ряда естественных и искусственных факторов.

В 1958 г. направление работ Уральской гидрогеологической станции было дополнено исследованиями режима водозаборов хозяйственно-питьевых вод, причем частично с организацией их до начала работы водозабора, а в 1960—1961 гг. ВСЕГИНГЕО были окончательно определены основные направления работы станции.

Расширение комплекса режимных исследований и увеличение их объема привело к организации в 1963 г. Пермской гидрогеологической

станции (В. М. Крутов) и в 1965 г. Челябинской гидрогеологической станции (В. Е. Дольников).

Таким образом, к настоящему времени на Урале имеются три гидрогеологические станции, в состав которых входит 19 стационарных постов, охватывающих 26 объектов исследований.

За последние годы гидрогеологическими станциями проведено гидрогеологическое районирование территории по типам режима, разработаны схемы размещения опорной наблюдательной сети, составлены гидрогеологические обзоры наиболее типичных бассейнов по программе Международного гидрологического десятилетия. При обработке материалов наблюдений внедрены количественные расчетные методы оценки водопритоков с использованием уравнений неустановившегося движения и прогнозы режима на основании выявления причинных и корреляционных связей (П. П. Латышев), что намного повышает достоверность выводов.

Изучение гидрогеологии месторождений полезных ископаемых осуществляется на Урале систематически в процессе разведки месторождений и при их эксплуатации.

При разведочных работах на всех месторождениях проводится комплекс гидрогеологических и инженерно-геологических исследований, позволяющих дать оценку горнотехнических условий эксплуатации. До 1948 г. основными задачами этих исследований являлось преимущественно определение возможных водопритоков в будущие горные выработки и получение физико-механической характеристики слагающих месторождение пород.

После прорыва подземных вод на Полуночном руднике (1948 г.) направление исследований коренным образом изменяется, и в качестве основной задачи становится изучение конкретных условий формирования водопритоков и разработка мероприятий по осушению месторождений. В результате такого изучения по ряду месторождений рекомендованы и осуществлены система предварительного водопонижения и мероприятия по сокращению или ликвидации водопритока за счет инфильтрации поверхностных вод.

Гидрогеологические исследования в процессе эксплуатации месторождений ведутся систематически при доразведке, при вскрытии новых горизонтов или залежей, при реконструкции горнодобывающих предприятий. На некоторых месторождениях эти исследования проводят организации Уральского геологического управления, а в основном рудничная геологическая служба.

Из большого количества гидрогеологов, проводивших гидрогеологические исследования на месторождениях различных полезных ископаемых, наиболее заметный вклад в разное время внесли: Г. А. Аранович, М. Я. Барабашкин, В. Ф. Баженов, А. П. Бондарев, А. Т. Бобрышев, А. П. Белоликов, В. В. Внрюков, Г. С. Буренин, П. И. Бутов, Н. Д. Буданов, А. С. Веретенникова, М. А. Гатальский, Ф. И. Гарпунов, В. С. Домбровский, М. Т. Жукова, И. К. Зайцев, Я. И. Зарубинский, З. А. Кельманская, М. О. Клер, А. А. Колодяжная, К. А. Костина, В. Н. Лаврова, Н. К. Лемеш, И. Л. Лумельский, А. В. Медведев, Б. Л. Остроумов, Н. М. Павлова, И. И. Плотников, В. Ф. Прейс, П. И. Преображенский, М. М. Пригоровский, Д. В. Рыжиков, Н. А. Рулев, А. А. Саар, А. П. Сирман, Л. Н. Смирнов, Н. Ф. Соколов, В. И. Тужикова, Н. Ф. Унковская, М. Л. Ушакова, М. А. Фадеичева, Н. С. Царева, Н. С. Шабалина, К. Р. Шевченко, О. Л. Эйнор.

Инженерно-геологические работы на территории Урала проводились большим количеством геологических, строительных, проектных и научно-исследовательских организаций. Бо́льшая часть этих работ — изыска-

ния под строительство мелких объектов — не представляет интереса, поэтому ниже приводится характеристика лишь крупных или сводных работ.

Первые такие работы относятся к 1934 г., когда была составлена сводка инженерно-геологических материалов для дорожного строительства (А. Мочулов, М. Нестеренко, Ф. Асинкритов) и для промышленного и гражданского строительства в Свердловском, Челябинском, Магнитогорском, Нижне-Тагильском и других районах (В. И. Антипин, Н. Д. Буданов, А. С. Саранин).

В 1948 г. В. И. Антипиным, В. С. Серовым и А. П. Сиговым проведено обобщение инженерно-геологических материалов по территориям городов Свердловска, Челябинска и Магнитогорска. В 1963—1964 гг. Л. И. Корженко и В. Б. Швец провели обобщение материалов по изучению строительных свойств элювиальных грунтов, являющихся основным несущим горизонтом для Урала. В 1964—1966 гг. Ю. И. Кузнецовым, В. П. Мухиной и другими проводилось геологическое картирование территории г. Свердловска с составлением комплекса карт строительного назначения.

Значительные по объему инженерно-геологические изыскания велись под крупное гидротехническое строительство. К ним относятся общие изыскания на реках Каме, Урале и Чусовой (П. И. Желтов, Л. И. Константинова, Е. В. Посохов и др., 1938—1947 гг.), на основе которых было сооружено Камское водохранилище, изыскания под строительство Воткинского и Верхне-Камского водохранилищ на р. Каме (Д. Г. Зилинг, К. В. Капитонова, Е. И. Варварина и др., 1957—1958 гг.). Под более мелкие гидротехнические сооружения изыскания проводились свердловским отделением института Союзводоканалпроект (Л. Е. Месс, Г. К. Евсюнин и др.) и Уральским трестом инженерно-строительных изысканий (А. А. Чайкин и др.).

Особое место в инженерно-геологических исследованиях занимает изучение карста, по развитию которого Урал может считаться одним из классических районов. Как уже указывалось, первые работы по карсту относятся к дореволюционному времени и завершились сводной работой В. А. Варсонофьевой — «Карст Уфимского плато» (1916).

В первые годы после Октябрьской революции вопросам карста посвящались отдельные статьи (Ф. И. Кандыкин, 1920 г.; Г. Т. Мацер, 1925 г. и др.). В конце 1933 г. в связи с затруднениями в разработке кизеловских угольных месторождений в г. Кизеле была созвана конференция, работа которой предопределила новый этап в изучении карста во всех районах Урала.

Завершился этот этап сводным описанием районов развития карста и крупных пещер, показанных на геоморфологической карте Урала (1946 г.), и составлением карты карста СССР (Г. А. Максимович, Л. С. Кузнецов, 1946 г.).

В начале 1947 г. в г. Перми состоялась Всесоюзная карстовая конференция, положившая начало выделению «карстоведения» в особый раздел геологических наук. С этого времени работы по карсту становятся целенаправленными, основными задачами их являются изучение карстовых процессов, зависимости их от природных и искусственных факторов и влияния на гидрогеологические и инженерно-геологические условия.

В последующие годы было выполнено большое количество работ как регионального характера, так и в пределах отдельных карстовых бассейнов. Так, Г. А. Максимович много труда отдал изучению карста Пермской области и вопросам методики исследования карста (1947—1958 гг.). Изучением карста Предуралья и Уфимского плато занима-

лись М. С. Гуревич (1947 г.), Л. В. Голубева (1953—1956 гг.), А. Г. Лыкошин (1954 г.). Карст восточного склона Урала изучал Д. В. Рыжиков (1947—1948 гг.), исследование соляного карста проводил А. Е. Ходьков (1959—1962 гг.) и т. д. Значительный вклад в методику изучения карста внесли сотрудники организованной в 1948 г. карсто-спелеологической станции Кунгурского стационара Уральского филиала Академии наук СССР Ю. А. Ежов, В. С. Лукин, А. В. Турышев и др.

Появился в этот период и ряд сводных работ, в том числе работы по районированию карста (К. А. Горбунова, 1956 г.), по процессам развития карста в кунгурских отложениях (В. С. Лукин, А. В. Турышев 1961—1962 гг.), составлена новая карта карста СССР (Г. А. Максимович, 1956—1958 гг.), значительный интерес представляет работа по карсту И. А. Печеркина (1960).

В конечном итоге на Урале сложилась особая школа «карстоведения», возглавляемая проф. Г. А. Максимовичем, которая получила широкое признание. Поэтому именно на Урале в 1962 г. было проведено Всесоюзное совещание по методике изучения карста, труды которого в виде 10 выпусков, посвященных отдельным разделам карстоведения, являются настольной книгой каждого специалиста, занимающегося изучением карста.

Изучению минеральных вод Урала посвящено большое число работ. Уже в 20-х годах появляется ряд описаний и обзоров по минеральным водам (Кандыкин, 1924; Клер, 1928, и др.). В последующем ряд исследователей занимался изучением химизма минеральных вод, условий их формирования и в небольшой степени режима. Во второй половине 30-х годов было предпринято специальное обследование минеральных и радиоактивных источников Урала с точки зрения оценки их лечебных свойств, в результате которого в 1935—1941 гг. изданы обзоры по химизму минеральных вод и их генезису для отдельных районов Урала (С. А. Иконников, А. М. Кузнецов, В. М. Левченко, К. Н. Морковкин, В. В. Эпштейн и др.). Несколько позднее ряд работ был посвящен вопросам изучения химического состава и условий формирования вод нефтяных месторождений (Куканов, 1942; Варов, 1946; Кузнецов, 1952; и др.), а в 1947 г. Г. А. Максимовичем была составлена первая схема районирования минеральных вод Предуралья. В 1948 г. издана работа В. В. Эпштейна — «Вопросы геохимии подземных вод Урала», в которых обобщены результаты всех ранее проведенных исследований, дана оценка изученности отдельных типов минеральных вод и показано наличие существенных недостатков в вопросах изучения гидроминеральной базы Урала, в том числе отсутствие работ по оценке эксплуатационных запасов минеральных вод.

В 50-х годах начато проведение систематических разведочных работ на минеральные воды, в результате которых были утверждены запасы йодо-бромных и сероводородных вод курорта Усть-Качка (Е. С. Ковалева, 1956 г.), липовских радоновых вод (А. С. Саранин, 1957 г.), хлоридных натровых вод района г. Туринска (Т. И. Пастухова, К. В. Подойницына, 1959 г.), радоновых вод курорта Увильды (И. Н. Коршунков, 1967 г.), сероводородных вод курорта Ключи (Р. П. Давиденко, В. В. Алексеева, 1967 г.).

Промышленные воды в пределах Урала известны лишь в Предуралье, на остальной территории предположительный интерес представляют северо-восточные районы, но они почти не изучены. На территории Предуралья с XVII в. известны рассольные подземные воды, которые до первых десятилетий XX в. использовались для промышленного солеварения.

В начале 30-х годов текущего столетия в связи с развитием нефтеразведочного бурения были получены данные по глубоко залегающим водоносным горизонтам, содержащим йодо-бромные воды Первая характеристика их принадлежит В А Сулину (1931—1933 г), однако целенаправленное изучение их промышленного значения относится к более позднему времени Основные работы в этом направлении принадлежат В М Куканову (1946, 1959 гг), давшему первую оценку промышленного значения Краснокамского месторождения йодо-бромных вод, обобщение всех материалов выполнено С С Бондаренко («Йодо-бромные воды Среднего Поволжья и Прикамья», 1959)

Гидрохимические исследования на Урале длительное время не имели самостоятельного значения Тем не менее в процессе региональных гидрогеологических исследований и разведочных работ накапливался большой гидрохимический материал Этот материал в основном и был использован в указанной ранее работе В В Эпштейна (1948), являющейся первой сводкой гидрохимических материалов

Второе обобщение было предпринято в 1961 г в связи с составлением металлогенических карт, и завершилось составлением гидрохимической карты Среднего Урала (В И Ковальчук и др, 1963 г) и Челябинской области (Р Г Рябинин и др, 1964 г)

Гидрогеохимические исследования с целью поисков месторождений полезных ископаемых впервые проводились на Урале в 1949—1951 гг, однако начало систематических работ этого направления относится к 1956 г, когда под руководством Г А Востроknутова были начаты опытно-методические работы в ряде районов горноскладчатого Урала Последующие широкие производственные работы дали материалы для составления двух крупных обобщений карты гидрохимической изученности Среднего Урала с каталогом работ (1962 г), и «Сводной прогнозно-геохимической карты Урала» (1963 г)

Охрана подземных вод. Вопросы охраны подземных вод от загрязнения привлекли внимание только в 50-х годах В Березниковско-Соликамском районе этими вопросами занимались З И Балабанова (1958 г), Ю М Матарзин (1959 г), Л А Шимановский (1961 г), Б Б Немковский (1962, 1964 гг) В Первоуральском районе вопросами фильтрации из шламоотстойников занималась М М Хоботова (1959 г), в Усть-Кишертском районе причины загрязнения трещинно-карстовых вод известняков изучал Г А Максимович (1960 г), В Челябинском промышленном районе вопросами загрязнения подземных вод вследствие переполнения озер-сбросоприемников занимался А П Сирман (1960, 1965 гг)

Все эти работы хотя и имели определенное значение, но были узконаправленными В более широком аспекте проведены работы К А Костиной (1965 г), изучавшей условия миграции фенолов в поверхностных и подземных водах в районе сброса фенолсодержащих стоков Достаточно целенаправленные работы по изучению возможности глубинного подземного захоронения промстоков выполнены Е Е Керкисом (1959 г) и В С Лукиным (1960 г) в Березниковско-Соликамском районе Больший интерес представляет сводная работа Свердловского института гигиены труда и профпаталогии (Л И Безель, 1964 г), посвященная характернстике санитарного состояния рек Урала

С 1963 г Уральским геологическим управлением (В М Дольников, А А Журавлева, В М Крутов, П И Смирнов и др) начаты систематические обследования групповых водозаборов и одиночных водозаборных скважин, организованные в порядке контроля за правильностью использования подземных вод и их охраной от загрязнения и истощения

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

1. РЕЛЬЕФ

По характеру рельефа в пределах рассматриваемой территории отчетливо выделяются три крупные орографические области. Центральную часть территории занимает область горноскладчатого Урала, представляющего систему параллельных горных хребтов различной высоты, имеющую в целом меридиональное простирание. Эта система, как известно, является географической и орографической границей между европейской и азиатской частями страны и протягивается от берегов Карского моря до сухих степей Приаралья более чем на 2500 *км*. В геологическом отношении эта область охватывает открытые складчатые структуры Урала, сложенные наиболее древним комплексом пород, от протерозойских до среднепалеозойских. По литологическому составу это преимущественно скальные породы: изверженные, осадочные и метаморфические. Рыхлые породы имеют небольшое распространение и представлены лишь аллювиальными и делювиальными образованиями.

К западу от горноскладчатого Урала располагается орографическая область Русской равнины, входящей в пределы рассматриваемой территории своей восточной частью. В геологическом отношении эта область характеризуется развитием мощной толщи палеозойских образований, залегающих почти горизонтально, с небольшим наклоном на запад. Приповерхностные образования почти исключительно представлены породами пермского возраста, а по литологии преимущественно полускальными разностями (слабые песчаники, мергели, алевролиты, аргиллиты и др.).

К востоку от горноскладчатого Урала располагается западная часть орографической области Западно-Сибирской низменности. В геологическом отношении это область развития почти горизонтально залегающих преимущественно рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя (пески глины, мергелистые алевролиты и др.).

Орографическая область горноскладчатого Урала в первую очередь характерна горным рельефом осевой части, выделяемой в собственно горный орографический район. На Северном Урале это среднегорный рельеф с абсолютными отметками хребтов и отдельных вершин более 1000 *м*. Таковы вершины водораздельных и наиболее высоких в этой части хребтов Поясовый Камень, Хоза-Тумп и Уральский: горы Отортен (1182 *м*), Ялпинг-Ньер (1274 *м*), Ольвинский Камень (1039 *м*), Конжаковский Камень (1571 *м*), Косьвинский Камень (1520 *м*) и др. Наиболее высокая вершина Урала — гора Народная (1894 *м*) находится на продолжении указанных хребтов севернее описываемой территории. К западу от водораздельных хребтов располагается ряд возвышенностей, по высоте иногда не уступающих водораздельным. К числу их относятся горы Койп (1130 *м*), Ишерим (1331 *м*),

Муртай (1131 *м*), Белый Камень (1085 *м*), Ослянка (1223 *м*) и др К востоку от главного водораздела нередко почти на границе с увалистой полосой восточных предгорий также располагается ряд высоких вершин горы Чистоп (1295 *м*), Денежкин Камень (1496 *м*) и др

Высокие горные вершины, поднимаясь выше границ распространения лесной растительности (800—900 *м*), оголены и покрыты каменными россыпями с выступающими среди них скалами Хребты и горы разделены глубокими ложбинами, из которых наиболее значительные имеют меридиональную ориентировку Межгорные ложбины вмещают современную речную сеть, минимальные отметки вреза которой составляют 240—400 *м*

К югу главный водораздел начинает снижаться, проходя через вершины гор Лялинский Камень (848 *м*), Магдалинский увал (748 *м*) и др , и южнее широты 58° располагается низкогорный рельеф Среднего Урала В целом это относительно выровненный рельеф с абсолютными отметками в пределах 200—400 *м*, на фоне которого главный водораздел отмечается небольшими хребтовыми возвышенностями, такими, как горы Шайтан (753 *м*), Шунут (724 *м*), Волчиха (529 *м*) и др

Еще южнее в пределах Южного Урала высоты осевых горных хребтов и возвышенностей начинают быстро возрастать, и уже в районе г Златоуста вновь наблюдается среднегорный рельеф с отметками вершин более 1000 *м* К ним относятся горы Юрма (1002 *м*), Круглица (1177 *м*), Уреньга (1198 *м*), Нургуш (1270 *м*), Зигальга (1426 *м*) и др В то же время наиболее высокие осевые хребты здесь отклоняются от линии главного водораздела к западу и уходят в пределы Башкирской АССР, где находятся наиболее высокие вершины Южного Урала, горы Иремель (1584 *м*) и Ямантау (1639 *м*) Особенностью среднегорного рельефа Южного Урала является глубокий врез межгорных ложбин, имеющих нередко каньонообразный характер.

С запада горную полосу Урала почти на всем ее протяжении окаймляет орографический район предгорий западного склона Эта широкая полоса перехода от горной части к Русской равнине сложена преимущественно осадочными породами В самой северной части описываемой территории она представлена областью развития так называемых «парм» — это очень широкие пологие возвышенности, не всегда с ясно выраженной меридиональной ориентировкой Абсолютные высоты парм составляют 450—500 *м*, редко более Долины рек сопровождаются широкими понижениями с абсолютными отметками русловых частей в пределах 120—300 *м* На юге область парм ограничивается Полюдовым Кряжем с наиболее высокой вершиной Колчимский Камень (784 *м*)

Далее к югу западные предгорья образуют широкую полосу увалистых возвышенностей, вытянутых преимущественно в меридиональном направлении и постепенно понижающихся с востока на запад от 500—800 до 300 *м* абсолютной высоты Более значительные высоты, нередко со скалистыми вершинами, находятся главным образом к северу от р Чусовой, тогда как южнее ее, в бассейне р Уфы, высоты западных предгорий не превышают 350 *м* Рельеф здесь имеет мягкие очертания, за исключением площадей развития каменноугольных известняков, где речные долины нередко имеют каньонообразный характер Минимальные отметки в средней части предгорий относятся к долине р Чусовой и составляют 200—220 *м*

Еще южнее, в районе р Ай, высоты западных предгорий увеличиваются, и в рельефе выделяются небольшие хребты с отметками 500—800 *м*, между которыми расположены платообразные возвышенности древних пенепленов Как те, так и другие прорезаны глубокими реч-

ными долинами, образующими местами узкие каньоны глубиной до 130 *м*.

К востоку от горного Урала располагается относительно узкий орографический район предгорий восточного склона. Это полоса увалистых возвышенностей, сложенных в основном метаморфическими породами. Переход от горного Урала к увалистой полосе относительно резкий и нередко выражен более или менее ясным уступом. Наряду с невысокими увалами, холмами и группами скалистых сопок, иногда очень небольшой абсолютной высоты (200—300 *м*), здесь встречаются и крупные хребтообразные возвышенности, такие, как хребты Ирендык (987 *м*), Крыкты (1120 *м*), Ильменский (747 *м*). В отличие от западных предгорий на востоке более четко проявляется меридиональное простирание хребтовых возвышенностей или даже цепочек коротких увалов.

Как высокие, так и более низкие возвышенности имеют куполообразные вершины, на которых нередко видны скалистые останцы. Широкие продольные долины между увалами заняты речными долинами и местами заболочены, на площадях древнего выравнивания развиты озера. Речная сеть, как правило, врезана слабо и лишь в нижнем течении наблюдаются скалистые склоны долин.

Непосредственно восточнее полосы восточного склона Урала располагается повышенная равнина Зауралья, выделяемая в орографический район пенеплена восточного склона. В геологическом отношении этот пенеплен относится к горноскладчатому Уралу и сложен разнообразным комплексом изверженных, осадочных и метаморфических пород. Отличием его от ранее описанных районов является присутствие мощной толщи химической коры выветривания и довольно широкое развитие мезо-кайнозойских отложений. В связи с этим пенеплен восточного склона характеризуется мягким равнинно-увалистым рельефом с абсолютными высотами на юге 300—500 *м* и в средней части Урала 200—300 *м*. К северу от широты г. Верхотурья пенеплен исчезает, и увалистая полоса восточных предгорий Урала непосредственно граничит с Западно-Сибирской низменностью, причем в Ивдельском районе эта граница представлена резко выраженным уступом.

Речная сеть района имеет широкие хорошо разработанные долины с пологими склонами, лишь вблизи границы с Западно-Сибирской низменностью наблюдаются более отчетливые врезы глубиной до 30—60 *м*. В средней части Урала минимальные отметки долин иногда менее 200 *м*, на Южном Урале в основном выше 250 *м*.

Орографическая область Русской равнины, занимающая западную часть описываемой территории, характеризуется столово-эрозионным рельефом. Обширные пологоволнистые возвышенные равнины состоят здесь из почти плоских водораздельных площадей с одиночными или групповыми возвышенностями останцового типа. Абсолютные отметки водораздельных площадей изменяются от 150 до 250—300 *м* и лишь в южной части достигают 350—430 *м*. Поверхность водораздельной равнины расчленена широкими и плоскими речными долинами с ясно выраженными террасированными увалистыми склонами и широко развитой овражной сетью. Глубина расчленения заметно увеличивается от 20—40 *м* на западе территории до 80—150 *м* на границе с западными предгорьями Урала. Абсолютные отметки урезов рек в наиболее врезанных долинах колеблются от 120—200 *м* в восточной части до 60 *м* в западной (р. Кама).

В южной части области выделяется орографический район Уфимского плато. Примыкая к собственно Русской равнине с востока (к северу от г. Аши), Уфимское плато представляет собой почти плоскую

возвышенность, круто обрывающуюся на восток и постепенно снижающуюся на запад. От западных предгорий Уфимское плато отделяется широким понижением долин рек Ай и Уфы, а на юге примыкает к подножию Каратау. Абсолютные отметки плато в южной наиболее широкой части достигают 480 *м*, к северу они снижаются и у г. Красноуфимска, где проводится северная граница Уфимского плато, составляют несколько более 300 *м*. Еще севернее на продолжении Уфимского плато располагается невысокий орографически слабо выраженный Сылвенский кряж. При почти плоском характере междуречных пространств плато глубоко врезанные (до 80—150 *м*) узкие речные долины имеют крутые, нередко обрывистые склоны с большим количеством скалистых выступов. Кроме гипсометрически более высокого положения относительно основной Русской равнины, Уфимское плато, расположенное на породах карбонатной фации каменноугольного и пермского возраста, отличается развитием карстовых форм рельефа.

Орографическая область Западно-Сибирской низменности представляет собой почти плоскую аккумулятивную равнину, слабо расчлененную речной сетью. Обширные междуречные пространства здесь имеют абсолютные высоты ниже 200 *м*, полностью выровнены, в северной половине сильно заболочены, а в южной характерны большим количеством бессточных озерных ванн. Только долины наиболее крупных речных артерий, имеющие на отдельных отрезках сравнительно крутые склоны, придают рельефу слабохолмистый характер. В северной части области общая равнинность местности нарушается также незначительными всхолмлениями, представляющими собой моренные накопления отступавшего ледника. Наконец, в самой восточной части описываемой территории на плоской равнине развиты невысокие гряды барханного типа.

Речные долины в пределах области врезаны неглубоко, имеют значительную ширину (для основных рек до 10—15 *км*) и очень небольшие уклоны. В связи с этим русла рек, как правило, сильно меандрируют, а собственно долины часто заболочены.

Карстовый рельеф как особая генетическая форма, созданная карстовыми процессами, имеет довольно широкое распространение во всех орографических районах Урала, за исключением Западно-Сибирской низменности. Эти формы рельефа приурочены к площадям развития соленосных и гипсоносных отложений пермского возраста и карбонатных пород различного возраста, от силура до перми.

В соленосных и гипсоносных отложениях карстовые формы довольно однообразны. Вследствие легкой растворимости составляющих эти отложения галогенных пород (каменной соли, гипса, ангидрита) карстовые процессы в них протекают быстро и вызывают иногда крупные обрушения обычно с почти отвесными стенками. С течением времени покрывающие рыхлые породы размываются и в окончательном виде обрушения принимают вид пологих воронок. Отличительной особенностью карста галогенных пород является относительно небольшая глубина развития, как правило, выше отметок ближайшего базиса эрозии. На более глубоких горизонтах галогенные породы не содержат воды и являются водоупорами.

Значительно более разнообразны формы карстового рельефа в карбонатных породах Урала, связанные с большим числом факторов: химическим и минеральным составом, климатическими условиями, геоморфологическим положением отдельных участков и др. Это предопределяет наличие самых разнообразных форм карстового рельефа, начиная от карров и кончая относительно крупными депрессиями в общем рельефе. Эти депрессии рассматриваются как конечный результат раз-

вития карстовых процессов в течение длительного времени, при котором происходило неоднократное слияние отдельных карстовых форм и общее понижение местности.

В ряде районов, особенно в относительно приподнятых в результате неотектонических движений, в карбонатных породах широко развиты воронки различной формы и размеров, суходолы, слепые долины и крупные пещеры. Многие реки в пределах развития карбонатных пород текут в карстовых долинах, имеющих обрывистые склоны, причудливо рассеченные карстовыми процессами.

Процессы карстообразования протекали на Урале в течение длительного времени, начиная с юры и по настоящее время. Современный карстовый рельеф, очевидно, возник в результате карстовых процессов четвертичного времени, когда при эпейрогенических поднятиях происходило обновление рельефа и заложение новой речной сети.

Однако крупные депрессии в рельефе карбонатных пород, видимо, отражают и более древние фазы формирования карста. Эти процессы, как и формы погребенного карста, неотражающегося в рельефе, несколько подробнее будут охарактеризованы далее, при описании подземных вод, с динамикой которых они связаны. Здесь же укажем лишь на некоторые закономерности развития карста, создающего особые формы рельефа.

Основной особенностью карста является его линейное развитие, связанное в первую очередь с меридиональной направленностью структур. Другими зонами локализации карста являются линии тектонических нарушений и контактов карбонатных пород с некарстующимися породами. В связи с этим на многих участках наблюдаются цепочки карстовых форм, которые, постепенно сливаясь, образуют узкие линейные депрессии типа слепых долин и суходолов. Другими участками локализации карстовых процессов являются современные речные долины, в пределах которых направление подземного стока подчинено местным особенностям, и соответствующий им карст развивается в разных направлениях. В таких условиях, как правило, развиваются изометричные формы карстового рельефа, и часто некоторая их вытянутость отвечает направлению подземного стока вкрест простирания основных структур. Из этого следует, что наиболее резкое отражение карстовых форм в рельефе имеет место в тех случаях, когда направление подземного стока совпадает с простиранием основных структур. Как правило, это широтные участки речных долин, пересекающих меридиональные структуры, по склонам которых в таких случаях в рельефе четко отражаются карстовые депрессии, нередко занятые небольшими реками. В качестве примера можно привести широтный отрезок р. Чусовой ниже г. Первоуральска, который пересекает меридиональные полосы известняков с четко отражающимися в рельефе долинами речек Утки и Черемшанки.

2. КЛИМАТ

Рассматриваемая территория, охватывающая как горные, так и равнинные области, в климатическом отношении весьма неоднородна. Обусловливается это не только географическим положением Урала, входящего в различные климатические пояса, но и значением горного Урала как климатораздела, оказывающего заметное влияние на распределение осадков, температур и ветров. Поэтому при рассмотрении различных метеорологических элементов отчетливо выступает закономерное в общем изменение основных показателей в направлении с севера на юг и с запада на восток. На эти основные изменения накладывается вер-

тикальная климатическая зональность, отмечаемая в пределах горного Урала, что создает еще большую неоднородность климатических условий различных частей территории. Наибольшие контрасты отражаются в суровом, но очень влажном климате северо-западных районов территории (бассейн р. Вишеры) и засушливом, с большим дефицитом влаги, климате степных районов юго-востока.

Главную роль в формировании климата в летнее время играют бореальные и морские атлантические воздушные массы, которые доставляют с запада и северо-запада основную часть осадков и в температурном режиме ведут к общему смягчению климата. В то же время в юго-восточных районах сказывается жаркое дыхание среднеазиатских пустынь.

В зимнее время наряду с сохранением западных влияний ясно выражено воздействие холодного сухого климата Арктики и Сибири, вызывающего резкое снижение температур.

В конечном итоге годовой температурный режим отражает резко выраженный континентальный тип климата, для которого характерны суровый и длительный зимний период и относительно жаркое лето, особенно в южных и восточных районах.

Самые низкие температуры приурочены к осевой части Северного Урала и повышаются как к юго-западу, так и к юго-востоку, причем для одних и тех же широт в Предуралье температура выше, чем в Зауралье (рис. 2) Среднегодовая температура воздуха колеблется от —2° С (пос. Бурмантово, а на отдельных участках достигает —2,3° С, г. Таганай) до +2,4° С (пос. Чайковский). Наиболее холодный месяц года — январь, когда средняя температура снижается до —19,9° С (пос. Бурмантово); наиболее жаркий — июль, когда она повышается до +19,5° С (с. Усть-Уйское). Ход средних температур воздуха по месяцам для основных станций показан на графиках (рис. 3). Амплитуда колебаний абсолютных температур достигает 75—88° С.

Говоря о температуре воздуха, следует отметить, что при наличии горных хребтов, чередующихся с межгорными понижениями, создаются условия, благоприятные для тепловой инверсии, при которой гипсометрически более высоко расположенные пункты могут оказаться более теплыми по сравнению с нижерасположенными.

Начало и конец теплового сезона также наступают не одновременно. Осевая часть Урала характеризуется наступлением более ранних осенних и поздних весенних заморозков, наименьшим количеством безморозных дней, а вместе с тем и менее продолжительным вегетационным периодом. Постепенное увеличение продолжительности теплого периода происходит в направлении к юго-западу и юго-востоку, причем на западном склоне Урала он продолжительнее, чем на восточном.

Значительное разнообразие как скоростей ветра, так и числа штилей даже в близко расположенных местностях указывает на огромное разнообразие в перемещениях воздушных масс. Из схем (см. рис. 2) хорошо видно преобладание ветров западных румбов (СЗ, З, ЮЗ) для большинства станций, особенно в зимнее время.

Распределение осадков на территории весьма неравномерное. Преобладающие западные ветры, принося влагу, значительную часть ее оставляют в Предуралье и на западном склоне Урала, в связи с чем здесь отмечаются большая влажность, большое количество осадков и более мощный снеговой покров, чем в пределах восточного склона и Зауралья. Соответствующие среднегодовые величины и обеспеченность территории осадками отображены на рис. 2. На обоих склонах Урала наблюдается уменьшение осадков с севера на юг, но с повышением

гипсометрического положения некоторых станций количество осадков увеличивается. Основная часть атмосферных осадков выпадает за теплый период и составляет в Предуралье и горной части Урала 60—80%, а в Зауралье — 69—70% годового количества. Максимум их приходится

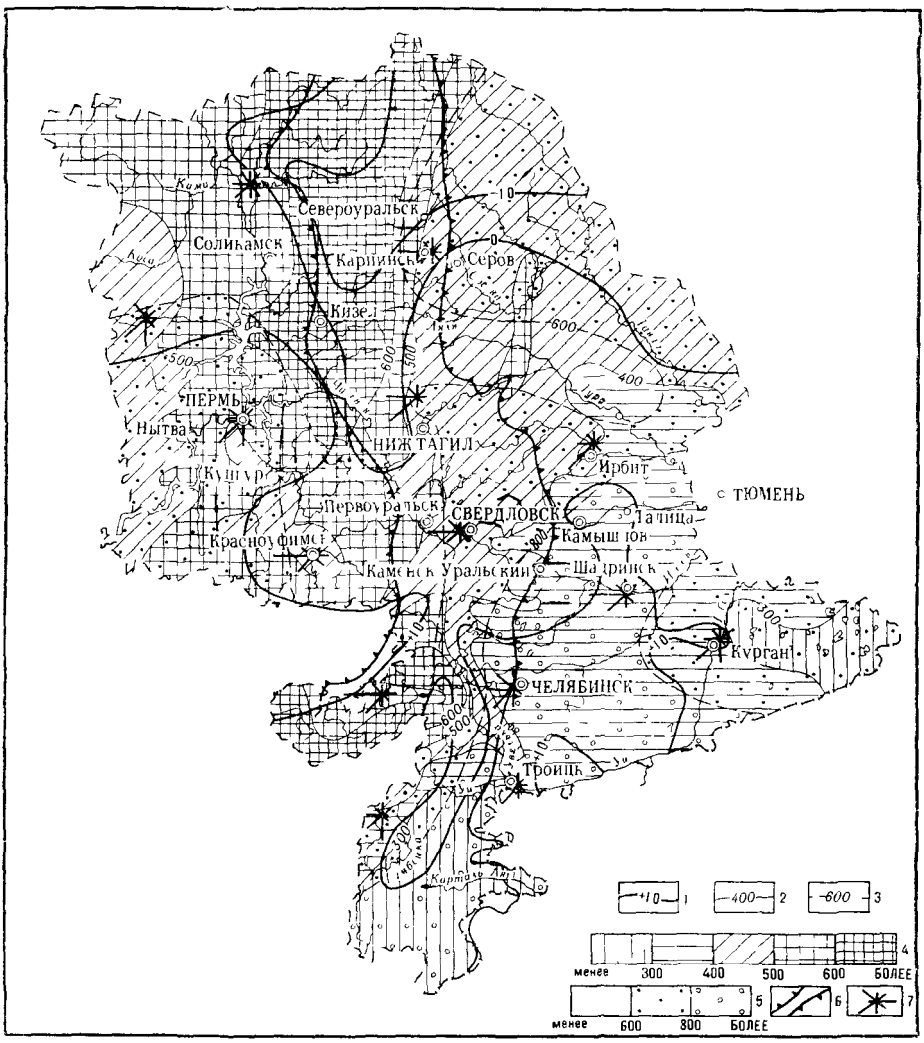
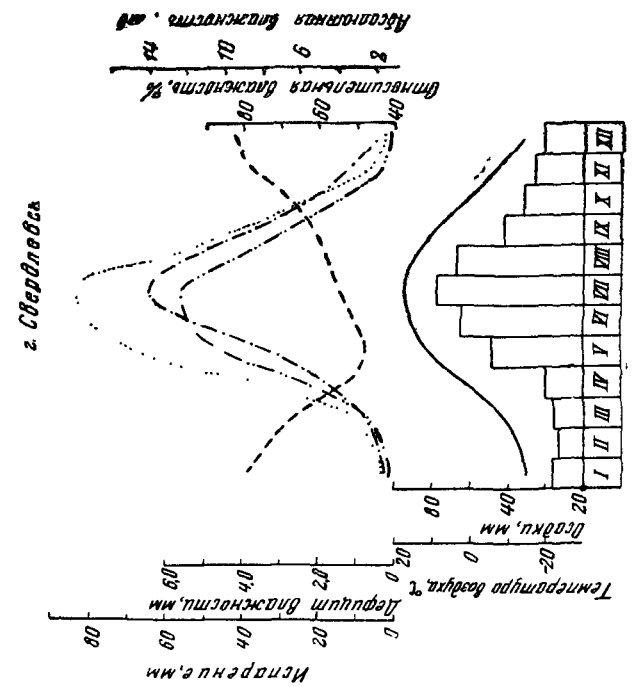


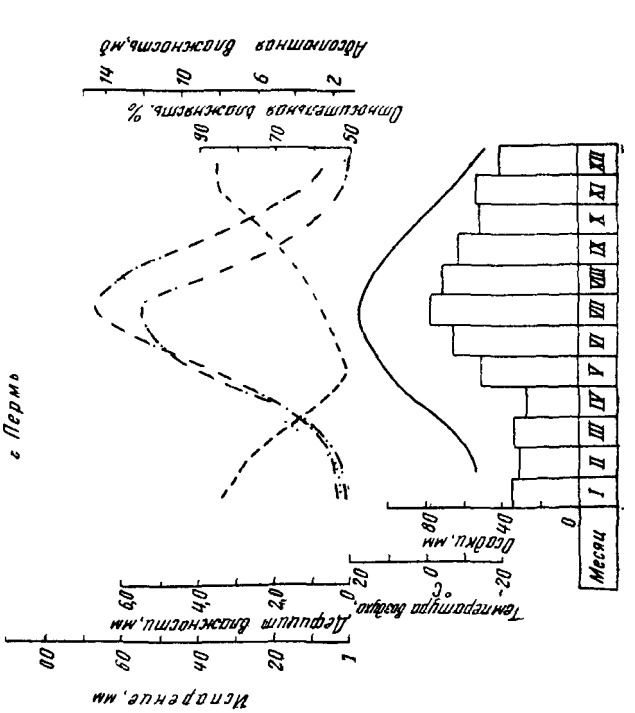
Рис 2. Схематическая карта изменения годовых сумм осадков, годового слоя испарения, среднегодовых температур воздуха и ветрового режима

1 — изотермы среднегодовой температуры воздуха; *2* — изогиеты; *3* — изолинии слоя испарения, *4* — шкала среднемноголетней годовой суммы осадков, *мм*; *5* — шкала среднемноголетнего годового слоя испарения, *мм*, *6* — границы складчатого Урала, *7* — розы ветров

на лето с некоторой тенденцией к вторичному осеннему максимуму. Распределение осадков по месяцам на основных метеостанциях показано на рис. 3. Суточное распределение осадков весьма неравномерное, наибольшее количество осадков выпадает при крупных грозовых дождях или в период осенних дождей. Иногда суточное количество осадков достигает почти 100 *мм*.

В соответствии с различием в количестве зимних атмосферных осадков находится и мощность снегового покрова, а именно: в Предуралье


г. Свердловск
Испарение, мм
Дефицит влажности, мм
Относительная влажность, %
Абсолютная влажность, мг/л
Температура воздуха, °С
Осадки, мм
Месяц


г. Пермь
Испарение, мм
Дефицит влажности, мм
Относительная влажность, %
Абсолютная влажность, мг/л
Температура воздуха, °С
Осадки, мм
Месяц

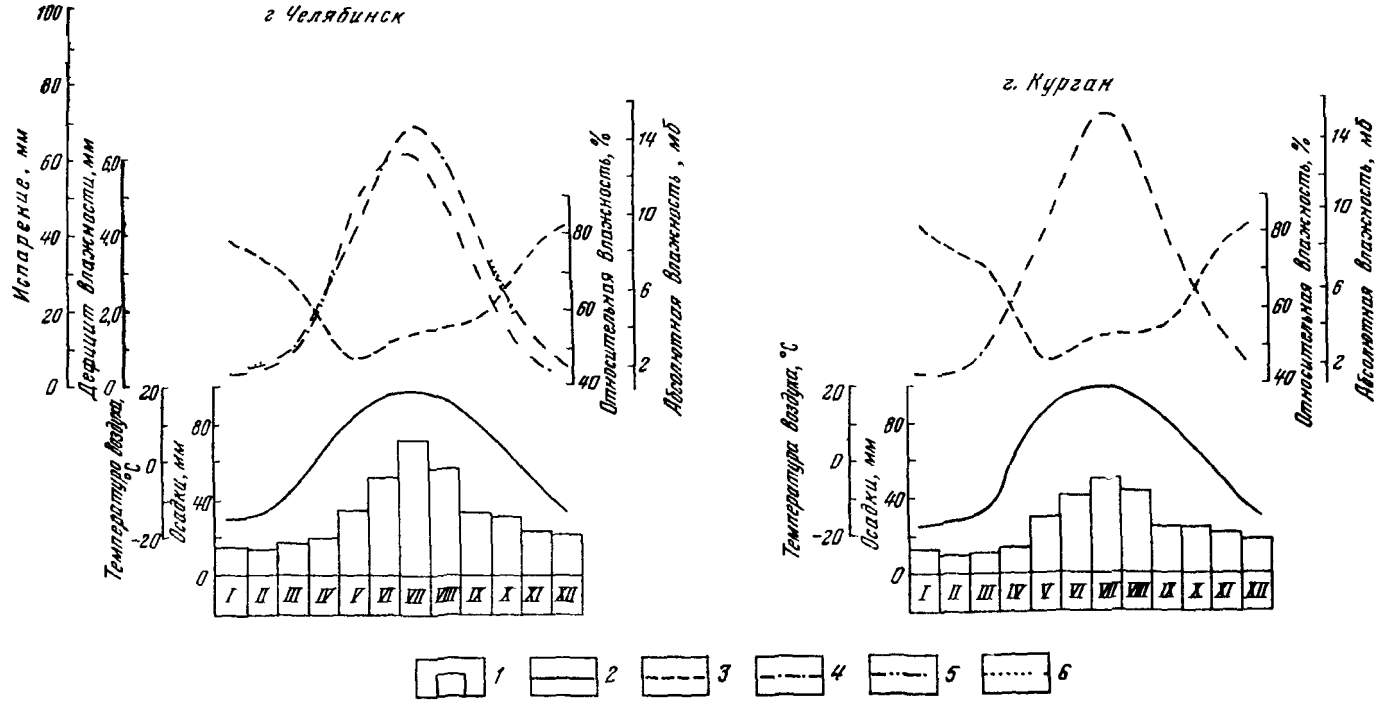


Рис. 3 График годового хода основных климатических элементов по главнейшим метеостанциям

1 — среднемесячная многолетняя сумма осадков *мм*, *2* — среднемесячная многолетняя температура воздуха, *3* — среднемесячная многолетняя относительная влажность воздуха на 13 *ч*, %, *4* — среднемесячная многолетняя абсолютная влажность, *мб*, *5* — среднемесячный многолетний дефицит влажности, *мм*, *6* — среднемесячное многолетнее испарение *мм*

она колеблется от 38 до 126 *см*, в пределах горного Урала — от 19 до 155 *см*, в Зауралье — от 13 до 97 *см* В целом ее уменьшение наблюдается с севера на юг Максимальная мощность снегового покрова наблюдается в конце февраля — начале марта Необходимо отметить, что в различные годы в одном и том же пункте она неодинакова и отличается в 2—5, а местами даже и в 9 раз

Наиболее раннее появление устойчивого снегового покрова во второй половине октября наблюдается на северо-востоке Урала, постепенное его распространение на юго запад завершается к 10—15 ноября Как правило, на возвышенных участках снег выпадает раньше, чем на прилегающих равнинах В сроках схода снегового покрова запад, где он более мощный, сильно отстает от востока В основном таяние снега происходит в апреле. Исключение составляют горные вершины Северного и Южного Урала, где снег задерживается до июня, а в глубоких впадинах и дольше

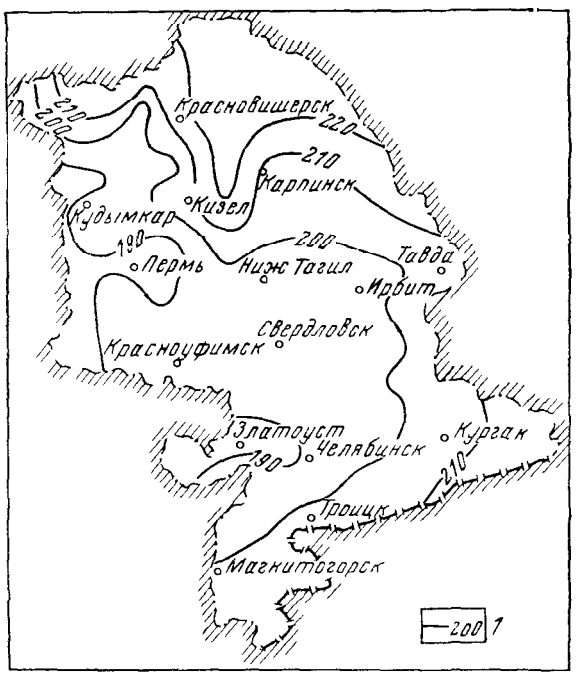


Рис 4 Схема средних многолетних глубин сезонного промерзания глинистых грунтов Урала
1 — изолинии нормальных глубин промерзания в *см*

От мощности снегового покрова зависит глубина промерзания почвы, толщина льда и величина паводков В южных районах, где его мощность наименьшая, отрицательная температура проникает в глубь почвы быстрее, и промерзший слой здесь достигает большей мощности, чем в северных районах Максимума глубина промерзания почвы достигает в марте, изменяясь в разных местах от 0,5 до 2,0 *м*, реже — более (рис 4)

Толщина ледяного покрова рек в течение зимы постепенно возрастает от 19—40 *см* в ноябре до 50—100 *см* в марте Ледяной покров пресных озер характеризуется несколько большей мощностью, чем на реках Многие соленые озера совсем не замерзают вследствие значительной концентрации солей в озерной воде, другие покрываются непрочным ледяным покровом

В связи с климатической зональностью весенний паводок раньше начинается в южных районах, обычно в первой половине апреля, в то время как в северных он наступает в конце апреля — начале мая Продолжительность весеннего паводка неодинакова и составляет от 1,5 до 2—3 месяцев

Уральский хребет оказывает большое влияние и на распределение влажности В пределах осевой части хребта, а также к западу от него относительная влажность достигает 63—73% (на 13 ч), тогда как к востоку от него 62—64% Уменьшение ее наблюдается и с севера на юг (рис 5) Минимальное значение относительная влажность имеет в мае и почти не опускается ниже 50%, максимальное же значение ее падает

на зимние месяцы, достигая 80—85% Абсолютная влажность воздуха при среднегодовых значениях в пределах 6,0—7,1 *мб* имеет смещенный к средине лета максимум, причем увеличение ее наблюдается с севера на юг

Согласно распределению температур воздуха и его влажности величина дефицита влажности увеличивается с севера на юг Особенно мала она в пределах северной части горного Урала, в более сухих условиях степей она быстро возрастает При среднегодовых значениях ее

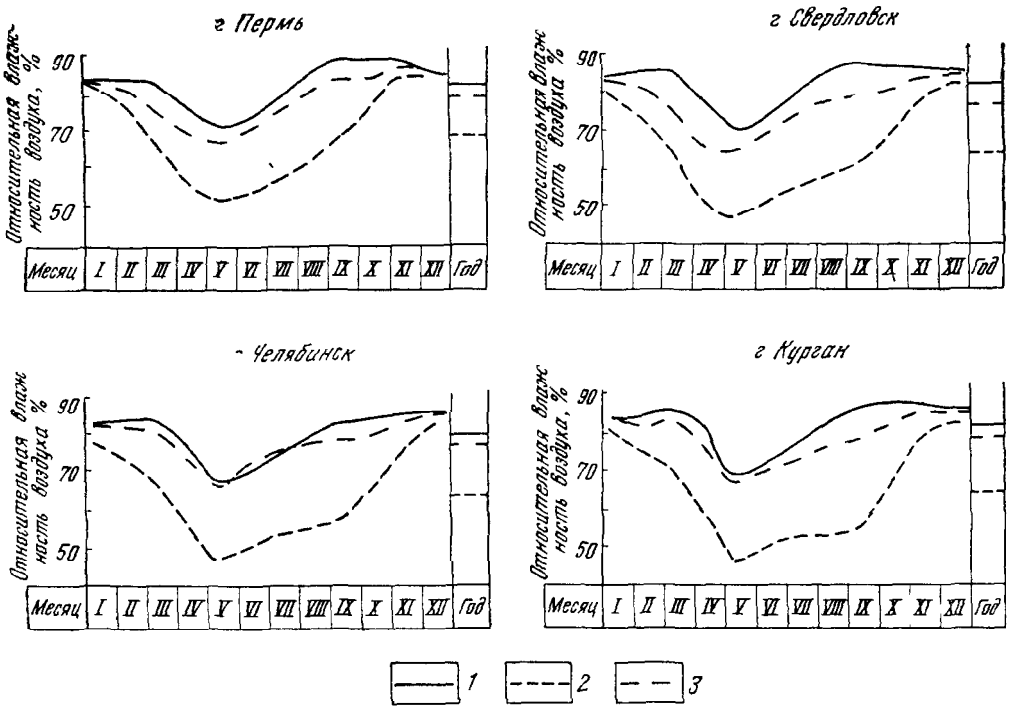


Рис 5 Графики изменения среднемесячной и годовой относительной влажности воздуха в различное время суток, %
1 — на 7 *ч* *2* — на 13 *ч* *3* — на 21 *ч*

1,7—2,8 *мм* наибольшими величинами характеризуется теплый период — 3,1—4,5 *мм*, за холодный период она незначительна — 0,4—0,6 *мм* Дефицит влажности определяет режим и величину испарения На севере территории среднегодовая величина испарения колеблется от 332 до 591 *мм*, увеличиваясь к юго западу и юго-востоку до 800 *мм* и более Распределение величин дефицита влажности и испарения по месяцам для основных метеостанций приводится на графиках (см рис 3)

3. ГИДРОГРАФИЯ УРАЛА

Уральский хребет дает начало многочисленным рекам, образующим чрезвычайно развитую гидрографическую сеть, принадлежащую бассейнам Каспийского и Карского морей

К бассейну Каспийского моря относится р Кама (волжская система) с ее многочисленными притоками, орошающая северную и среднюю части западного склона Урала и Русскую равнину, а также р Урал, дренирующая южную часть западного склона Система Тобола, захватывая восточный склон Урала и Западно-Сибирскую низменность, не

сет свои воды в Иртыш — левобережный приток Оби, впадающей в Карское море.

Сложное орографическое строение Урала, его разнообразные ландшафты, изменяющиеся от степного равнинного до резко выраженного горного, меняющиеся климатические условия и геолого-структурные особенности создают значительное разнообразие в распределении и характере гидрографической сети. Северная часть района, расположенная в зоне тайги с холодным очень влажным климатом, наибольшим количеством осадков и наименьшим испарением, обладает хорошо развитой многоводной речной сетью. На юго-востоке, в пределах степной области, характеризующейся менее влажным климатом, наименьшим количеством осадков и большим испарением, речная сеть маловодна и частично пересыхает в летнее время.

Главнейшим фактором, влияющим на характер водности рек Урала, является Уральский горный хребет, создающий естественную преграду западным влажным ветрам, что заставляет большинство атмосферных осадков задерживаться на западном склоне, в силу чего речная сеть этого склона является более многоводной и более густой, чем восточного склона.

Коэффициент густоты речной сети в бассейне р. Косьвы (западный склон) составляет 0,21 *км/км*^{2}, в то время как в бассейне р. Туры (восточный склон) всего 0,13 *км/км*^{2}. Модуль стока рек изменяется в пределах западного склона от 12—15 *л/сек* на севере, достигая 25 *л/сек* в верховьях р. Вишеры, до 5—6 *л/сек* на юге. Однако на Южном Урале с увеличением высот он несколько возрастает, и в верховьях р. Юрюзани составляет 10—12 *л/сек*. В пределах восточного склона модуль стока колеблется от 7—8 *л/сек* на севере до 1 *л/сек* на юге.

Речная сеть имеет строение решетчатого типа. Продольные, почти меридиональные отрезки речной сети, использующие межхребтовые ложбины, обычно широкие, уклон рек в их пределах небольшой, течение спокойное, долины нередко заболочены. Напротив, в поперечных отрезках речные долины бóльшей частью носят горный характер — узкие, порожистые, часто окаймлены скалами. В более высокогорных районах (западный склон) долины рек врезаны особенно глубоко, в связи с чем нередко на значительном протяжении имеют вид настоящих каньонов, а в продольном профиле часто имеют неравновесные участки.

Реки восточного склона являются горными только в верховьях, холмистая местность в среднем течении рек быстро переходит в равнину с широкими иногда болотистыми поймами. Близ выхода рек в пределы Западно-Сибирской низменности долины характеризуются значительной врезанностью. Здесь развиты пороги и перекаты. При выходе из зоны гор реки как западного, так и восточного склона Урала пересекают зону предгорий и вступают в равнины, где речная сеть развита значительно слабее. Равнинные реки отличаются малыми уклонами, спокойным течением и значительной извилистостью.

Главной водной артерией Предуралья является р. Кама, имеющая в основном почти меридиональное течение. Она берет начало в пределах Удмуртской АССР на абсолютных отметках 275—290 *м*. Значительная часть ее бассейна за исключением самых верховьев и нижнего течения принадлежит описываемой территории. Кама дренирует громадную область с разнообразными физико-географическими и геологическими условиями, чем объясняется и разнохарактерность режима реки на отдельных участках ее течения. Русло реки весьма подвижно и неустойчиво. Правый берег чаще крутой, левый представляет собой низменную широкую равнину, в значительной степени заболоченную. На

отдельных отрезках долины горист не только правый, но и левый берег Главный сток вод в р. Каму происходит за счет левобережных притоков, текущих с Урала: рек Вишеры, Яйвы, Косьвы и Чусовой. Они принадлежат к рекам горного типа и значительно многоводнее правобережных притоков Камы. Из последних наиболее существенны реки Иньва и Обва. Это типично равнинные реки с широкими хорошо выработанными долинами и спокойным течением.

В южной части западного склона Урала главной водной артерией является р. Урал, в пределах описываемой территории имеющая почти меридиональное направление. Начинаясь на территории Башкирской АССР, р. Урал в верхнем течении имеет горный характер, но уже к широте г. Верхнеуральска она входит в широкое межгорное понижение, имеет хорошо разработанную долину и извилистое русло со спокойным течением.

Из притоков р. Урала наиболее многочисленны и водообильны правобережные, стекающие со склонов хр. Уралтау, в числе их к наиболее крупным относятся реки Миндяк и Малый Кизил. Левобережные притоки дренируют плоские степные пространства, маловодны и в летнее время нередко являются суходолами.

Главной водной артерией в пределах Зауралья является р. Тобол Она берет начало на южных предгорьях Восточного Урала и имеет северо-восточное направление. В верховьях река имеет узкую долину, скалистые и высокие берега. Несколько выше р. Аят долина расширяется до 3—10 *км*, берега понижаются и при высоких паводках заливаются Почти все крупные реки Зауралья, такие, как Тавда с притоком Тура. Пышма с притоком Ница, Исеть с притоком Миасс, Уй с притоком Тугузак и Аят являются левыми притоками р. Тобола. Ниже приводятся некоторые данные по наиболее крупным рекам (табл. 1).

Таблица 1

Основные данные по наиболее крупным рекам Урала

Главные реки и наиболее крупные притоки	До какого пункта даются характеристики	Площадь бассейна, тыс *км*²	Расход, *м*³/*сек*			Средне годовой модуль стока, *л*/*сек* с 1 *км*²
			среднегодовой	максимальный	минимальный	
Русская равнина						
р Кама	г Пермь	167,5	1767	18 060	160	10,6
притоки. Вишера	Устье	36,3	204	2 593	16	22,7
Косьва	„	7,6	91	1 152	5	12,0
Чусовая	„	17,6	142	1 674	6	8,1
Уфа	Устье р. Ай	31,5	268	3 500	30	8,5
Ай	Устье	14,0	112	789	9	8,0
Западно-Сибирская низменность						
р. Тобол	г Курган	394,6	291	3 849	13	0,7
притоки: Сосьва	Устье	26,3	66	428	11	2,5
Тура	„	75,7	168	2 074	5	2,2
Исеть	„	54,9	38	275	0,4	0,7
Миасс	„	14,4	8	165	0,3	0,5
Южная часть территории						
р Урал	г. Магнитогорск	6,3	15	1 100	0,1	2,3

По приведенным данным отчетливо видно уменьшение модуля общего стока в направлении с севера на юг и с запада на восток, связанное с климатическими условиями. Основной объем стока приходится на весну и составляет 50—70% от общего.

Естественный режим стока нарушается прудами и водохранилищами, устроенными на многих реках. Они делают его более равномерным, так как весной задерживают полые воды, уменьшая половодье. Летом постепенным спуском воды из прудов в реках поддерживается более высокий уровень.

Замерзание рек начинается в конце октября на севере и в первой половине ноября на юге, причем в пределах Предуралья оно растянуто на бóльший период и характерно разновременностью, в Зауралье же более дружное. На быстрых и порожистых участках горных рек ледостав запаздывает на 1—2 месяца. Ледовой покров на реках стоит 5,5—6 месяцев. Толщина льда к концу зимы достигает 50—75 *см*. Вскрываются реки в апреле, сначала в южных районах, а затем в северных (конец апреля). В Предуралье вскрытие рек растянуто на 20—25 дней, причем последовательность в его ходе не наблюдается. Иная картина отмечается в Зауралье, где вскрытие рек очень дружное, наступает с юга и длится 8—10 дней.

Большое разнообразие физико-географических условий территории создает соответствующие им изменения в гидрохимическом составе речных вод. Для рек бассейна Камы, текущих в пределах горноскладчатого Урала, характерна небольшая минерализация воды, изменяющаяся от 0,04 до 0,30 *г/л* и гидрокарбонатный кальциево-магниевый или смешанный состав * типа:

$$M_{0,04-0,30}\,\frac{HCO_3\,68\;SO_4\,32}{Ca\,58\;Mg\,40\;(Na+K)\,2}.$$

С выходом речной сети в Предуральскую равнину в составе воды появляются хлориды натрия, и ее химический состав может быть представлен анализом воды р. Камы у г. Перми:

$$M_{0,45}\,\frac{HCO_3\,40\;Cl\,30\;SO_4\,30}{Ca\,59\;(Na+K)\,28\;Mg\,13}.$$

На химическом составе воды рек бассейна р. Тобола весьма ощутимо сказывается климатическая зональность. Так, реки, текущие в северных и средних широтах восточного склона Урала и Зауралья с влажным климатом, имеют небольшую минерализацию, находящуюся в границах 0,14—0,30 *г/л*. Химический состав их также изменяется от гидрокарбонатных кальциево-магниевых до смешанных типа:

$$M_{0,14-0,30}\,\frac{HCO_3\,53\;SO_4\,39\;Cl\,8}{Ca\,63\;Mg\,25\;(Na+K)\,12}.$$

На восточном склоне Южного Урала, южном и восточном Зауралье с сухим степным климатом минерализация речных вод возрастает до 0,7—1,2 *г/л*. Воды имеют смешанный химический состав со значительным содержанием хлоридов натрия следующего типа:

$$M_{0,7-1,20}\,\frac{HCO_3\,38\;Cl\,33\;SO_4\,29}{(Na+K)\,40\;Ca\,33\;Mg\,27}.$$

В пределах описываемой территории располагается также большое количество озер, распространенных очень неравномерно. В Предуралье и предгорьях западного склона Урала их сравнительно немного, за ис-

* Полные химические анализы приведены в приложении, в каталоге химических анализов.

ключением отдельных районов, и они имеют различное происхождение: тектоническое, ледниковое, карстовое; встречаются также пойменные, реликтовые и лиманные озера. Наиболее характерны здесь озера-старицы, или пойменные, расположенные по долинам рек Камского бассейна, особенно в нижнем и среднем течении их. В северной же части Приуралья, в области древнего оледенения встречаются озера и вне речных долин. Размеры озер различны, часто невелики, иногда достигают нескольких километров в длину, удлиненной или подковообразной формы, глубина озер обычно не превышает 6 *м*.

В пределах распространения карстующихся пород озера приурочены в основном к карстовым воронкам, котловинам и впадинам. Количество таких озер велико. Форма их зависит от формы воронок и может быть округлой, овальной, звездчатой и более сложной. Размеры их колеблются в поперечнике от 2—3 до 200—300 *м* и более; глубина достигает иногда 20 *м* и более.

Весьма ограничено распространение озер в горной части Урала и предгорьях его восточного склона, что обусловлено дренирующим влиянием хорошо разветвленной речной сети, а также зарастанием и заболачиванием существовавших ранее озер. Здесь особенно типичны так называемые «горные» озера, лежащие между увалами и возвышенностями гранитных пород в понижениях рельефа (Шарташ, Балтым, Таватуй, Княспинские, Зюраткуль, Тургояк). Глубина горных озер невелика и не превышает 5—8 *м*.

К юго-востоку, в пределах восточного склона Урала, количество озер значительно возрастает, особенно в средней его части. Они нередко вытянуты в цепочки почти меридионального направления (Кыштымско-Каслинско-Уфалейская и Миасская группы озер), глубина их 10—20 *м* и более. Глубокие озера имеют отвесные берега, часто неровное, местами каменистое дно (Увильды, Иртяш), а менее глубокие характеризуются ровным дном при небольшом его подъеме только близ самых берегов (Силач, Сугояк). По берегам многих озер наблюдаются валы, сложенные песчаным, иногда песчано-галечным материалом, местами с крупными валунами.

Прилегающая к Уралу Западно-Сибирская низменность характеризуется обилием озер, особенно в южной части. Преобладающая часть их приурочена к плоским водораздельным пространствам, почти не расчлененным сетью, и лишена стока (водораздельные озера). Часть озер приурочена к древней гидрографической сети (долинно-русловой тип) и является, очевидно, ее реликтами. Последние в основном развиты в восточной части территории.

Размеры озер различные: от мелких блюдец-западин, заполненных водой только в начале лета, до озер, достигающих в поперечнике 10 *км* и более. Несмотря на большие размеры, глубина их незначительна и не превышает 2—4 *м*. Очертания озер простые, преобладает округлая или несколько вытянутая форма. Многие из них, зарастая и заиляясь, переходят в болота.

По химическому составу и минерализации озера весьма разнообразны. В Предуралье, на северном и среднем Урале и Зауралье распространены пресные озера с обычным гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом и минерализацией менее 1,0 *г/л*. Появление соленых озер на восточном склоне Урала и особенно в Зауралье начинается южнее широты 56°. Минерализация их изменяется в широком диапазоне — от пресных до рассольных с количеством растворенных солей до 225,5 *г/л*. Химический состав воды в них также разнообразен. Среди озер с солоноватой, соленой водой и рассолами по химическому составу встречаются три типа:

1. Гидрокарбонатно-хлоридные натриево-магниевые, типа воды оз. Могишты:

$$M_{1,39}\frac{HCO_3\ 77\ Cl\ 18\ SO_4\ 5}{(Na+K)\ 70\ Mg\ 26\ Ca\ 4}.$$

2. Сульфатно-хлоридные натриево-магниевые, типа воды оз. Сульфатного:

$$M_{124,3}\frac{SO_4\ 78\ Cl\ 22}{(Na+K)\ 90\ Mg\ 10}.$$

3. Хлоридно-сульфатные натриево-магниевые, типа воды оз. Медвежье (курорт):

$$M_{225}\frac{Cl\ 86\ SO_4\ 13\ HCO_3\ 1}{(Na+K)\ 67\ Mg\ 32\ Ca\ 1}.$$

Озера бывают как постоянные, так и временные. Часть мелководных озер летом пересыхает, и в озерах с соленой водой наблюдается осаждение растворенных солей. Зимой же часть их перемерзает, однако озера с рассольными водами не замерзают.

На широте г. Свердловска озера начинают редеть и далее к северу сменяются обширными болотами, имеющими огромное распространение. Особенно многочисленны и обширны болота в Северном Зауралье, где сток очень затруднен и климат избыточно увлажнен. Широко развиты они также и на севере горного Урала и в Предуралье — в области былого покровного оледенения.

В пределах Предуралья на водоразделах, в основном в его северной части, а также на плоских междуречьях по левобережью р. Тавды, между Пелымом и Лозьвой и в других районах северо-востока раскинулись огромные верховые — сфагновые болота, питающиеся атмосферными осадками. Они имеют выпуклую форму с повышенной центральной частью. Широкие долины здесь заняты в основном низинными болотами, в питании которых главную роль играют приречные грунтовые воды, это болота травяно-осоковые. В более южных районах верховые болота исчезают, и по междуречьям, в плоских понижениях-западинах, где близко к поверхности подступают грунтовые воды, встречаются низинные и переходные болота. Наиболее широко развиты они в пределах восточного склона Урала и Зауралья, слабее — в горной части Урала. Немало болот встречается и на речных поймах, а также на месте бывших озер и по отлогим их берегам. Заболоченность территории по основным речным бассейнам с распределением болот по их типам приведена в табл. 2.

Таблица 2

Основные данные по заболоченности Урала

Бассейны рек	Число болот	Общая площадь болот, км²	Процент заболоченности	Распределение болот по типам, %		
				верховые	переходные	низинные
Кама	897	9 519	2,4	39,3	15,7	45,0
Тобол	1239	27 219	9,5	21,5	32,0	46,5
Урал	30	176	0,06	7,4	—	92,6

Кроме озер и болот, на Урале имеется большое количество (более тысячи) искусственных водоемов, прудов и водохранилищ, которые по размерам часто не уступают крупным озерам. Они располагаются пре-

имущественно в пределах горноскладчатого Урала, в системах рек Чусовой, Сылвы, Уфы, Туры, Тагила, Исети и др. Нередко пруды на одной реке располагаются каскадом, примером может служить р. Исеть, на которой только в пределах г. Свердловска создано четыре пруда.

Наиболее крупные пруды площадью 8—16 *км*^{2} были сооружены первоначально в целях создания запаса воды для заводского производства и обеспечивали как технологическую потребность, так и энергетические нужды. Такие пруды по существу имеются у каждого старого металлургического завода. Впоследствии, по мере развития техники и перевода производства вначале на паровую энергетику и затем на электроэнергию, многие пруды стали использоваться либо для хозяйственно-питьевого (Верх-Исетский, Нижне-Тагильский, Ревдинский и др.), либо для технического водоснабжения (Верхне-Тагильский, Нижне-Туринский и др.). Уже в советское время создан ряд водохранилищ специально для обеспечения хозяйственно-питьевой водой крупных населенных пунктов (Волчихинское, Шершневское и др.) и для технических нужд (Магнитогорское и др.). В ряде случаев крупные водохранилища созданы при подпоре уровня воды озер путем строительства плотины в истоке вытекающих рек (озера Исетское, Аргази, Таватуй и др.).

Наиболее крупными искусственными водоемами на Урале являются Камское водохранилище, именуемое иногда Камским морем, площадью 1810 *км*^{2} и Воткинское водохранилище площадью 1120 *км*^{2}, созданные на р. Каме для энергетических целей и для улучшения условий судоходства.

Почвенно-растительный покров. Описываемая территория характеризуется большим разнообразием почвенно-растительного покрова. И. И. Крашенинников выделяет три почвенно-растительные зоны: подзолисто-таежно-лесную, лесостепную зону серых почв и выщелоченных черноземов и черноземную зону умеренно влажных степей. В пределах Северного и Южного Урала на отдельных горных вершинах отмечаются островки пятнистой горной тундры.

Подзолисто-таежно-лесная зона характеризуется в основном еловыми и елово-пихтовыми лесами, на севере с примесью кедра, а в Западной Сибири — лиственницы. На песчаном и сухом каменистом субстрате развивались сосновые боры. Кроме того, широкое распространение имеют смешанные леса из ели, пихты, сосны, лиственницы, березы и осины. В северной части, а также в горных районах развиты обширные площади заболоченных лугов, травянистых и моховых болот, приуроченные к долинам рек, их склонам, а также к водораздельным пространствам. В южной части зоны заболоченность более локализована, а в составе лесов преобладают лиственные породы, развитые на оподзоленных почвах и состоящие из березы и осины; на песках же произрастают сосновые боры.

Лесостепная зона в пределах Предуралья характеризуется развитием серых и темно-серых почв и выщелоченных черноземов на открытых безлесных площадях. В северной части зоны преобладают березовые перелески с примесью осины, дуба и местами хвойных деревьев. В южной части отмечаются широколиственные леса, а на песчаных грунтах — сосновые боры. Предгорья Урала и пенеплен его восточного склона характеризуются развитием осиновых и березовых лесов на оподзоленных почвах и деградированных черноземах; на севере зоны встречаются торфяно-болотные почвы. В пределах Западно-Сибирской низменности лесостепная зона характеризуется своеобразием в связи с проявлением засоления и солонцеватостью почв, что обусловлено засоленностью выступающих во многих местах третичных отло-

жений. Наблюдается облесение обсыхающих пространств и развитие солонцов и солончаков вокруг озер. На выходах третичных опок и трепелов, а также на песчаных третичных и четвертичных отложениях произрастают сосновые боры на подзолистых или серых лесных почвах, а на крайнем юге — на супесчаных черноземах. К югу появляются березовые колки, особенно охотно растущие в западинах. Болотно-солончаковые участки, влажные солончаковые луга, солонцы и солончаки вокруг озер встречаются часто, особенно в южных широтах.

Черноземно-степная зона характеризуется развитием лесной растительности в виде березовых колков на увлажненных участках и сосновых боров, главным образом на гранитных массивах. Широко развиты ковыльные и каменистые степи на черноземах. На участках развития третичных пестроцветных глин часто наблюдаются солонцы.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

1. СТРАТИГРАФИЯ

В данном очерке кратко излагается принятая в настоящее время схема стратиграфии Урала. Очерк составлен целиком на основе следующих разделов XII тома монографии «Геология СССР», Урал: докембрий (М. И. Гарань, П. М. Есипов); кембрий (М. И. Гарань, Ю. П. Бердюгин, Е. П. Шулькин); ордовик (В. Г. Варганов, Н. Ф. Мамаев); силур (А. Н. Ходалевич, Н. Г. Чочиа, К. А. Львов, Н. Ф. Мамаев); девон (А. Н. Ходалевич, Н. Г. Чочиа, С. М. Домрачев, Н. Ф. Мамаев, А. А. Пронин); карбон (А. А. Пронин, О. А. Щербаков, В. Д. Наливкин, А. А. Султанаев, А. А. Плюснина, Н. Ф. Мамаев); пермь (В. Д. Наливкин, Е. Н. Ларионова, Н. С. Шершнев); триас (В. И. Тужикова); юра (Н. И. Архангельский, В. А. Лидер); мел, палеоген, неоген (А. П. Сигов); антропоген (В. А. Лидер).

Более подробные описания разрезов со ссылками на первоисточники, перечень нерешенных и спорных вопросов, а также историю стратиграфических исследований читатель найдет в соответствующих главах указанного тома монографии «Геология СССР».

Нижний докембрий

Достоверно нижнедокембрийские образования установлены на Урале только на западном склоне, где они слагают тараташский комплекс. В нижней части комплекса развиты различные кристаллические сланцы и гнейсы, в верхней части очковые гнейсы, слюдистые и железистые кварциты и джеспилиты. Мощность комплекса не менее 2000 *м*.

Верхний докембрий

Верхний докембрий (рифей) наиболее полно охарактеризован на западном склоне и в осевой части Южного Урала и представлен мощным, до 10—15 *км*, башкирским комплексом. Значительно меньше верхнедокембрийские отложения развиты на западном склоне Среднего и Северного Урала и в единичных случаях на восточном склоне.

Отложения нижнего рифея (бурзянская серия) представлены филлитовидными глинистыми сланцами, аркозовыми кварцитовидными песчаниками, полимиктовыми конгломератами, известняками и доломитами, развитыми только на западном склоне Южного Урала. Карбонатные породы преимущественно развиты в средней части разреза и выделены в саткинскую свиту. Общая мощность нижнего рифея 4900—7000 *м*, в том числе саткинской свиты 2000—2400 *м*.

Средний рифей (юрматинская серия) включает несколько свит, сложенных филлитовидными глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями конгломератов и кварцитами. Карбонатные породы, преимущественно доломиты и доломитизированные известняки, имеют подчиненное значение и развиты только в верхней части разреза. В более восточных районах западного склона и в осевой части Урала в составе среднего рифея, в нижней части, появляются спилиты, диабазы и их туфы, амфиболиты и альбитофиры, а сланцевая часть разреза приобретает слюдистый характер. На Среднем Урале в средней части разреза развита толща (до 300 *м*) известняков и доломитов, выделенная в клыктанскую свиту.

На восточном склоне Урала к среднему рифею относятся гнейсо-амфиболовый (нижняя часть) и сланцево-кварцитовый (верхняя часть) комплексы.

Общая мощность отложений среднего рифея в основном порядка 5000—6000 *м* и только в крайних западных районах снижается до 1700—4000 *м*.

В составе верхнего рифея (каратауская серия) выделяются две свиты терригенного состава, сложенные алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, местами филлитами, и две свиты (катавская и миньярская) существенно карбонатного состава, причем катавская свита сложена преимущественно известняками, а миньярская доломитизированными, местами битуминозными разностями. Этот состав характерен для западного склона Южного Урала, на Среднем Урале из этого разреза почти полностью выпадают карбонатные породы и появляются основные эффузивы и их туфы.

В осевой части Урала развита только нижняя часть разреза, характеризующаяся сильным метаморфизмом терригенных пород и значительным развитием основных и кислых эффузивов.

Кроме этих общих для верхнего докембрия районов, отложения верхнего рифея отмечаются в Предуральском прогибе, где в отличие от Южного Урала наблюдается только одна свита карбонатных пород, преимущественно доломитов.

Общая мощность верхнего рифея на западном склоне Южного Урала составляет 1600—4200 *м*, в осевой части не более 1500 *м*.

Кембрий

К кембрию относится ашинская свита, представленная различными песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами как на западном склоне Урала, так и в Предуральском прогибе. В других районах она не выделяется. Мощность свиты 800—1600 *м*

Ордовик

Отложения ордовика установлены на всем протяжении западного склона Урала. На восточном склоне они также, по-видимому, широко распространены, но фаунистически обоснованы лишь в немногих пунктах.

По характеру разрезов отложения ордовика западного склона разделяются на две фациальные зоны — западную и восточную.

Нижний отдел ордовика в западной зоне представлен тельпосской свитой конгломератов, песчаников с прослоями конгломератов, гравелитов и серицит-кварцевых сланцев. Мощность свиты от 2—3 до 250 *м*. Разрезы восточной зоны отличаются заметным возрастанием мощностей (до 300—500 *м*) и появлением вулканогенных пород, большей частью преобразованных в серицит-хлорит-кварцевые сланцы.

Средний отдел в западной зоне представлен различными сочетаниями известняков, доломитизированных известняков, доломитов, глинистых известняков, глинисто-карбонатных сланцев, иногда песчано-глинистых и мергелеподобных сланцев, лишь в западной окраинной части зоны он характеризуется терригенным разрезом. В восточной зоне наряду с песчано-глинистыми и карбонатными отложениями заметное место занимают углисто-кремнистые и вулканогенные образования.

Верхний отдел в западной зоне представлен известняками и доломитами. В восточной зоне образования верхнего ордовика выделяются большей частью условно, так как фаунистические реперы здесь отсутствуют. Они представлены в основном метаморфизованными осадочными и эффузивными породами.

На восточном склоне Урала фаунистически охарактеризованные отложения ордовика немногочисленны и представлены в нижнем отделе кварцитами, кварцит-песчаниками, кремнистыми и филлитовидными сланцами; в среднем отделе — песчано-конгломератовыми, карбонатными, сланцевыми и эффузивными толщами. Верхний отдел ордовика на восточном склоне неизвестен.

Общая мощность отложений ордовика достигает 2000—2600 *м*.

Силур

Отложения силура распространены как на западном, так и на восточном склоне Урала. На западном склоне они представлены карбонатными и терригенными осадками и охватывают возрастной интервал от ландовери до верхнего лудлоу включительно. Основное развитие в разрезе имеют карбонатные породы: известняки, частью рифогенные, доломиты, реже мергели. Терригенные отложения, представленные глинистыми сланцами и песчаниками, слагают преимущественно среднюю часть разреза.

В широтном направлении отмечается смена морских фаций: на востоке — прибрежно-морскими, на западе — континентальными. Характерной особенностью этой смены является последовательное замещение рифогенных известняков доломитизированными известняками и доломитами, затем слоистыми глинистыми разностями и, наконец, чередованием слоев известняков, мергелей и глинистых сланцев. В этом же направлении уменьшается общая мощность разрезов силура от 500—600 на востоке до 400—300 *м* и даже 100 *м* на западе.

Несколько отличается от описанного разрез силура Уфимского амфитеатра. Ландоверийские отложения представлены здесь маломощной толщей аркозово-кварцевых песчаников. В венлокском ярусе мощностью до 500 *м* появляются прослои известняков. Верхний силур представлен мощной (до 400—500 *м*) толщей известняков, местами слабо доломитизированных и глинистых, изредка появляются известково-глинистые сланцы.

Кроме фаунистически охарактеризованных отложений силура в ряде районов западного склона известны нерасчлененные отложения

верхов ордовика — силура и верхнего силура — нижнего девона. Первые представлены мощной (до 2500 *м*) толщей кварцевых песчаников, аргиллитов и алевролитов, вторые — преимущественно красноцветными сланцами, алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

На восточном склоне Урала состав силурийских отложений существенно иной. На Южном Урале это преимущественно породы вулканогенной фации: диабазы, спилиты, базальтовые порфириты, альбитофиры и их производные. Несколько меньшее распространение имеют песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, а также туфопесчаники, туфоконгломераты и туффиты. Карбонатные породы встречаются в единичных случаях и представлены мраморами. Общая мощность силурийских отложений восточного склона Южного Урала достигает 1600—2500 *м*.

На Среднем Урале отложения ландоверийского яруса представлены исключительно базальтовыми порфиритами и их туфами, местами амфиболитизированными. Мощность этих отложений от 500 *м* на юге Среднего Урала до 1500—2000 *м* на севере. В венлокском и лудловском ярусах породы вулканогенной фации более разнообразны, наряду с ними в разрезе появляются мощные толщи известняков, а общая мощность отложений венлока и лудлоу увеличивается до 2500—5300 *м*.

На Северном Урале разрез силура снова меняется. Существенно вулканогенно-пирокластический тип пород охватывает здесь ландоверийский и венлокский ярусы (мощность до 2700 *м*), а лудловский ярус преимущественно сложен известняками, содержащими лишь прослои глинистых сланцев, песчаников и конгломератов и покровы отальк-ованных порфиритов. Общая мощность карбонатной части разреза достигает 700 *м*.

Девон

На восточном склоне Урала отложения нижнего девона изучены недостаточно полно. В Тагильском мегасинклинории, в Ивдельско-Североуральском и Карпинском районах отложения жединского яруса представлены известняками. В Серовском районе жединский ярус сложен трахитовыми порфирами, трахиандезитовыми, трахибазальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфопесчаниками, входящими в состав туринской свиты. Выше здесь залегает комплекс вулканогенно-осадочных пород, а также толща переслаивающихся между собой глинистых и углисто-глинистых известняков, известковистых туфопесчаников и туффитов, составляющих вместе краснотурьинскую свиту, относимую к кобленцу.

В Ново-Лялинском районе к жединскому ярусу относят трахитовые порфиры и их туфы и диабазовые порфириты верхней части туринской свиты с линзами брекчиевидных известняков, а к кобленцскому — условно залегающую выше так называемую ленточную свиту тонкослоистых известняков, чередующихся с песчаниками, кремнистыми сланцами.

На Южном Урале к нижнему девону относят породы широко распространенной ирендыкской свиты, состоящей в основном из пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, туфов и туффитов с линзами известняков. Мощность свиты не менее 1500 *м*.

Отложения среднего девона развиты на западном склоне очень широко — от Южного Приуралья до бассейна Печоры. Они представлены двумя типами разрезов. Первый тип наблюдается в Уфимском амфитеатре и представлен рифогенными и слоистыми известняками.

Второй тип, развитый на значительной территории, начинается светлыми кварцевыми песчаниками такатинских слоев, относящимися к нижнему эйфелю. Вверх по разрезу такатинские слои переходят либо в песчано-аргиллитовые разности, либо фациально замещающие их глинистые известняки. Завершается разрез эйфельского яруса бийскими слоями, представленными однообразными известняками, обычно слабо доломитизированными, а также доломитами мощностью от 3 до 90—100 и даже 220 *м*.

В основании живетского яруса в большинстве районов западного склона Урала выделяются афонинские слои, сложенные известняками, мергелями, кремнями и глинами, местами битуминозными доломитами. Мощность их изменяется от 5—6 до 75—110 *м*.

Выше последовательно залегают чусовские слои, представленные чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, доломитов и глинистых известняков, и чеславские слои, сложенные известняками, обычно несколько битуминозными. Мощность чусовских слоев изменяется от 3 до 17 *м*, местами достигает 35 *м*, мощность чеславских слоев — от 4 до 70 *м*.

Отложения франского яруса делятся на западном склоне Урала на два подъяруса. Нижний подъярус, преимущественно терригенного состава, распространен по всему западному склону и в прилегающей части Приуралья, за исключением района Уфимского плато. В составе подъяруса выделяются глинистые известняки, мергели, глинистые сланцы, иногда горючие сланцы, аргиллиты. Общая мощность не более 80 *м*.

Разрез верхнефранского подъяруса представлен битуминозными известняками, реже доломитами с подчиненными прослоями известково-глинистых сланцев и мергелей, в областях частных поднятий развиты доломиты и доломитизированные известняки. В верхней части разреза нередко появляются рифогенные известняки. Мощность отложений верхнего франка от 25 до 180 *м*.

Фаменский ярус разделяется на западном склоне Среднего Урала на губахинскую и сторожевскую свиты. Первая из них сложена чередующейся толщей тонкослоистых битуминозных известняков, мергелей, кремней, известково-глинистых и иногда горючих сланцев общей мощностью 100—120 *м*. Вторая представлена толщей оолитовых и псевдоолитовых известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Мощность ее 150—350 *м*

Отложения среднего девона в Тагильском мегасинклинории распространены в основном в северной его части В Ивдельском районе разрез эйфельского яруса начинается песчано-сланцевой толщей, залегающей с размывом на лудловских известняках и песчаниках. Выше залегают различные известняки, на размытой поверхности которых располагается продуктивная бокситоносная толща либо фациально замещающие ее известково-хлоритовые сланцы или полимиктовые песчаники и конгломераты. Разрез среднего девона в этом районе заканчивается известняками живетского яруса. Иного типа разрезы описаны в Турьинской структурно-фациальной зоне, в которой широко развиты полимиктовые и туфогенные песчаники, сланцы, конгломераты, эффузивы и подчиненные им известняки. Так, на реках Вагран и Сосьва вскрывается разрез эйфельского яруса мощностью 600—700 *м*, образованный частым переслаиванием известняков и туфогенных песчаников. Выше залегают известняки живетского яруса мощностью 200—250 *м*.

В районе Краснотурьинска эйфельский ярус сложен в основном туфами, реже порфиритами базальтового состава с пропластками из-

вестняков и имеет мощность около 1700 *м*. Живетский ярус представлен здесь переслаиванием известняков с основными эффузивами, туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками, туфогенными и кремнистыми сланцами.

В Туринской депрессии в основании разреза эйфельского яруса располагаются песчаники. Стратиграфически выше следуют известняки, на неровной поверхности которых местами залегают пласты бокситa. На бокситах или непосредственно на подстилающих их известняках с размывом залегают переслаивающиеся между собой конгломераты, песчаники, известково-глинистые сланцы и известняки, сменяющиеся кверху битуминозными известняками.

В Магнитогорском мегасинклинории разрез среднего девона начинается широко распространенной карамалыташской свитой, сложенной эффузивами базальтового, трахитового и липаритового состава и их туфами. Мощность свиты около 1000 *м*.

В ряде пунктов карамалыташская свита перекрывается так называемым бугулыгырским горизонтом, представленным различно окрашенными яшмами, переслаивающимися с туфами и изредка с эффузивами. Мощность горизонта от 160 до 500 *м*.

Следующая свита — улутауская — относится частью к эйфельскому, частью к живетскому ярусам. Она сложена кремнистыми сланцами, яшмами, кварцевыми альбитофирами, туфобрекчиями, диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами. В верхах свиты содержатся известняки с живетской фауной. Мощность улутауской свиты 900—1100 *м*.

Широко распространены среднедевонские отложения в Алапаевско-Теченском мегасинклинории, где они выступают в положительных структурных формах. В районе с. Покровского эйфельский ярус образован двумя толщами: карбонатной и вулканогенной. Нижняя часть карбонатной толщи сложена известняками, конгломератами и брекчиями, а верхняя — розовыми и красными известняками с богатой фауной. Вулканогенная толща представлена основными эффузивами, замещающимися в юго-западном направлении туфами, а также туфогенными конгломератами, песчаниками и сланцами. На вулканогенных породах либо на известняках с размывом залегают отложения живетского яруса. Они разделяются на три горизонта, из которых нижний сложен либо целиком обломочными породами, либо преимущественно известняками, а средний и верхний — известняками. Мощность яруса достигает 500 *м*.

На Южном Урале отложения эйфеля представлены известняками. По-видимому, к верхам эйфельского яруса здесь относятся чередующиеся между собой туфогенные песчаники и сланцы с подчиненными покровами порфиритов и их туфов, а также прослоями известняков. Выше залегает толща кремнистых сланцев и яшм, относимая уже к низам живетского яруса.

Отложения верхнего девона в Тагильском мегасинклинории известны в Ивдельско-Североуральском районе. Разрез франского яруса начинается свитой чередующихся между собой пестроокрашенных известняков, глинистых и кремнистых сланцев. Мощность яруса около 300 *м*. Фаменский ярус представлен здесь известняками.

В Магнитогорском мегасинклинории в основании верхнего девона выделяется свита кремнистых сланцев. Выше следует мощная (до 1100 *м*) свита плагиоклазовых порфиритов, лавобрекчий и туфов с прослоями туфогенных песчаников, туффитов, алевролитов, глинистых сланцев и известняков. Стратиграфически выше, вероятно, с некоторым несогласием залегает толща чередующихся между собой граувакковых

и известковых песчаников, кремнистых сланцев и песчанистых известняков.

В Алапаевско-Теченском мегасинклинории верхнедевонские отложения развиты на тех же антиклинальных структурах, что и среднедевонские, и представлены как вулканогенными, так и осадочными породами, главным образом известняками.

На Южном Урале фаменский ярус представлен известняками мощностью 40—50 *м*, подстилаемыми пластом брекчиевидного конгломерата с обломками кремнистого сланца. Южнее эти известняки замещаются пестроокрашенными глинистыми известняками, которые в свою очередь замещаются лавами и туфами андезитовых порфиритов.

Карбон

На западном склоне Урала нижнекаменноугольные отложения распространены от широтного течения р. Печоры на севере до широты пос. Ниж. Серги на юге.

Турнейский ярус в зависимости от положения относительно палеотектонических элементов эпохи седиментации представлен двумя типами разрезов. Древним поднятиям и их склонам отвечают существенно карбонатные разрезы, маломощные (100—200 *м*) в первом случае и более мощные (200—300 *м*) во втором, а древним депрессиям — терригенные либо кремнистые толщи мощностью 200—300 *м*.

Вилейский ярус расчленяется на западном склоне на следующие горизонты.

Косьвинский (подугленосный) терригенно-карбонатного состава с переменным соотношением известняков и терригенных пород, главным образом аргиллитов, в меньшей мере песчаников и кремней. Мощность 100—150 *м*.

Западноуральский (угленосный), включающий рабочие пласты каменного угля Кизеловского бассейна. Состав горизонта также отличается неустойчивостью. По объемным соотношениям главных составных частей намечается четыре типа разрезов: терригенный, карбонатно-терригенный, терригенно-карбонатный и карбонатный. На бо́льшей части территории западного склона Среднего Урала преобладает терригенный тип разреза, включающий в основном песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность горизонта 120—250 *м* с тенденцией резкого увеличения в восточном направлении.

Усть-илимский, покрывающий угленосную толщу и сложенный известняками с желваками и линзами кремней мощностью 40 *м*.

Выше располагаются губашкинский, ладейнинский и нижнегубахинский горизонты, представленные известняками и доломитами в различных соотношениях, мощность соответственно 48—63, 59—75 и 193—267 *м*.

Намюрский ярус сложен известняками и разделяется по ископаемой фауне на два горизонта — сарбайский и сюранский. Мощность этих горизонтов 40—53 и 20 (?) — 56 *м*.

Среднекаменноугольные отложения, развитые на западном склоне Урала, в Предуральском прогибе и восточной краевой части Русской платформы, расчленяются на три части, из которых нижняя отвечает башкирскому ярусу, средняя и верхняя — московскому ярусу (соответственно, нижнемосковскому и верхнемосковскому подъярусам).

Башкирский ярус на большей части территории сложен известняками. Мощность их в бассейнах рек Ай, Юрюзани и Чусовой около

100 *м*. Западнее, в Кизеловском бассейне и в краевой части платформы, она снижается до первых десятков метров. На крайнем востоке, в пределах Уфимского амфитеатра, башкирский ярус представлен чередующимися пачками известняков и терригенных пород (полимиктовых песчаников и глинистых сланцев). В основании яруса здесь залегает базальный известняковый конгломерат. Мощность башкирского яруса в терригенной фации определяется 300—600 *м*, а по последним данным — не менее 1000—1300 *м*.

Московский ярус в Уфимском амфитеатре представлен только своей верхней частью и характеризуется терригенным разрезом, включающим мощные пачки известняков. Общая мощность яруса здесь 600—700 *м*. Южнее известняки исчезают и ярус целиком сложен песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами, а общая мощность яруса быстро возрастает в направлении с запада на восток от 100—150 до 1400 *м*.

В Предуральском прогибе отложения московского яруса вскрыты буровыми скважинами на глубинах порядка 1550—1800 *м*. В разрезе яруса выделяются нижняя часть, сложенная аргиллитами, мергелями, доломитами, и верхняя известняковая. Мощность яруса 150—220 *м*.

В краевой части Русской платформы московский ярус представлен в карбонатной фации и расчленен на верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты. Верейский и каширский горизонты сложены известняками, нередко песчаными, а также переслаиванием известняков с мергелями и алевролитами. Отложения подольского и мячковского горизонтов представлены известняками, нередко доломитизированными, и доломитами. Общая мощность яруса 240—260 *м*.

Верхнекаменноугольные отложения, как и среднекаменноугольные, представлены тремя типами разрезов, сменяющими друг друга с востока на запад.

На востоке развиты песчано-сланцевые отложения флишевого облика, представленные ритмично чередующимися глинистыми сланцами и песчаниками, содержащими прослои глинистых известняков и конгломератов. Западнее количество песчаников убывает, а конгломераты исчезают. Мощность верхнего отдела карбона изменяется от 600—800 *м* на юге до 200—250 *м* на севере. Вдоль западного борта Предуральского прогиба терригенные отложения сменяются карбонатными с рифогенными образованиями мощностью 150—200 *м*.

В Предуральском прогибе верхнекаменноугольные отложения вскрыты буровыми скважинами на глубинах более 1—1,5 *км* и разделены на гжельский и оренбургский ярусы. В районе Верхне-Чусовских Городков оба яруса сложены доломитами, доломитизированными известняками и известняками и имеют суммарную мощность 222—235 *м*. На р. Ай верхний карбон представлен мергелями, часто доломитизированными, иногда алевритистыми мощностью 90—100 *м*.

Третий тип разреза — карбонатный платформенный, вскрывается в районе г. Перми. Он представлен сильно доломитизированными известняками и доломитами, претерпевшими значительную сульфатизацию. Граница верхнего и среднего карбона здесь нечеткая. Мощность верхнего карбона изменяется от 113 до 252 *м*.

На восточном склоне Урала каменноугольные отложения распространены главным образом в крупных синклинальных структурах: Магнитогорском, Алапаевско-Теченском и Полтаво-Брединском мегасинклинориях, а также в Свердловской синклинали в пределах Восточно-Уральского поднятия. На Южном Урале отложения этого периода (преимущественно верхневизейские) местами развиты на крыльях ан-

тиклинориев. Граница между каменноугольными и девонскими отложениями бóльшей частью нечеткая.

В Алапаевско-Теченском мегасинклинории разрез нижнего карбона включает турнейский, визейский и намюрский ярусы. Отложения турнейского яруса представлены здесь в различных фациях, которые могут быть условно объединены в группу карбонатных, терригенных флишоидных фаций и группу эффузивных, туфогенных фаций и фаций кремнистых пород. Общая мощность яруса 450—600 *м*.

Визейский ярус начинается известняками нижневизейского подъяруса. Выше несогласно залегает угленосная толща, относимая к среднему визе. В ее составе принимают участие ритмичнослоистые отложения континентально-лагунных и дельтовых фаций (песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли) и флишоидные отложения морских фаций. Мощность угленосной толщи изменяется от 60—70 до 550—600 *м*. Разрез яруса венчают известняки верхнего визе мощностью от 400 до 800 *м*. Намюрский ярус целиком сложен известняками и имеет мощность около 250—300 *м*.

В Магнитогорском мегасинклинории отложения нижнего турне представлены известняками и песчаниками верхов зилаирской свиты. Верхнетурнейские образования сложены основными и кислыми вулканическими породами, их туфами, лавобрекчиями с прослоями известняков и туффитов. Мощность их изменяется от 200 до 800 *м*.

На восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория развита мощная (до 1000 *м*) песчано-сланцевая толща, охватывающая возрастной интервал от позднего турне до раннего визе включительно. В состав свиты входят различные песчаники, конгломераты, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы, известняки, а также диабазы, порфириты и их туфы.

Средневизейский подъярус представлен в основном осадочными и вулканогенно-осадочными породами: туфопесчаниками, туфоконгломератами, алевролитами, туффитами, известняками с подчиненными покровами основных и кислых эффузивов. Мощности отложений среднего визе, составляющие в грабенах 500—600 *м*, в горстах уменьшаются до 200—100 *м* либо полностью выклиниваются.

Верхневизейский подъярус и объединенный с ним намюрский ярус сложены либо вулканогенными, либо осадочными породами. Вулканогенные породы, представленные эффузивами кислого, щелочного и основного составов, их туфами и туфолавами с редкими прослоями известняков, имеют мощность от 500 до 1500 *м*. Осадочные породы представлены известняками и имеют мощность более 1200 *м*.

На Южном Урале отложения нижнего карбона подразделяются на нижнюю песчано-сланцевую (угленосную) и верхнюю карбонатную толщи. В основании нижней толщи местами залегают песчанико-известковистые и мергелистые сланцы с фауной позднего турне или раннего визе. Выше следуют переслаивающиеся между собой различные песчаники и сланцы — глинистые, углисто-глинистые, иногда глинистые известняки, заключающие до 20—30 пластов угля неустойчивой мощности и в верхней части — местами покровы основных и кислых эффузивов. Мощность угленосной толщи 700—750 *м*. Возраст ее верхов — средний визе. Карбонатная толща делится на три пачки, отвечающие, соответственно, среднему и верхнему визе и намюру. В основании нижней пачки залегают глинисто-известковистые сланцы, чередующиеся с песчаниками и глинистыми сланцами. Остальная часть разреза пачки и две верхние пачки представлены известняками.

Средний отдел карбона включает здесь три толщи. Нижняя сложена мелкогалечными известняковыми конгломератами с прослоями

конгломератовидного известняка; средняя — известковистыми песчаниками с прослоями известняка и верхняя — глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами с растительными остатками. Суммарная мощность их 180 *м*.

Пермь

Пермские отложения развиты на западном склоне Урала и в Приуралье. Они характеризуются очень быстрой сменой фаций в направлении с востока на запад, обусловленной их накоплением в период формирования Уральской горной страны и Предуральского краевого прогиба. Вследствие общей миграции прогиба с течением времени в западном направлении в разрезах наблюдается наложение друг на друга осадков разных фациальных зон.

Ассельский и сакмарский ярусы нижней перми обнажаются в окраинных складках Урала и частично по восточному борту прогиба. Выделяется четыре основных типа разрезов, отвечающих различным фациальным зонам, расположение которых намечает контуры прогиба и восточного края Русской платформы в рассматриваемые эпохи.

Первый тип, свойственный восточному крылу прогиба, представлен ритмичнослоистым флишем, включающим известковистые полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и конгломераты с редкими прослоями известняков и мергелей. Мощность отложений в разных районах от 200—300 до 500—600 *м*.

Второй тип, развитый на западном крыле прогиба, характеризуется сочетанием крупных рифовых массивов, мощность которых достигает сотен метров, со сравнительно маломощными межрифовыми глинисто-карбонатными отложениями.

Третий тип, отвечающий восточному крылу Русской платформы, представлен целиком органогенными известняками. В восточной части в них появляются многочисленные линзы рифовых известняков Мощности отложений колеблются для ассельского яруса от 90 до 211 *м*, для сакмарского яруса от 60 до 275 *м*

Четвертый тип, отвечающий более западным частям Русской платформы, характеризуется широким развитием доломитов. Подчиненное место занимают известняки. Отмечается появление гипсов и ангидритов. Мощности разрезов не превышают 250 *м*. Разрезы этого типа изучены только по буровым скважинам.

Отложения артинского яруса обнажаются на поверхности в окраинных складках Урала и прилегающей к ним части Предуральского прогиба, а затем погружаются под кунгурские отложения и вновь появляются на Уфимском плато. Западнее артинский ярус выпадает из разреза. Для артинского яруса выделено пять типов разрезов.

Первый тип характеризует восточный склон Предуральского прогиба и сложен терригенными ритмично чередующимися породами типа моласс с широким развитием конгломератов. В западном направлении происходит постепенное уменьшение величины обломков и переход обломочных пород в глинисто-мергелистые осадки. Разрезы этой фациальной зоны отличаются большими мощностями — от 500—900 до 1400 *м*.

Для второго типа, распространенного на западном склоне Предуральского прогиба, характерно развитие в нижней части разреза окремнелых известняков, а в верхней — рифовых массивов и маломощных межрифовых глин и мергелей. Только на юге весь артинский ярус сложен одними мергелями.

Третий тип разреза развит на восточной окраине Русской платформы. Он представлен окремнелыми известняками и доломитами мощностью 100—200 *м*, максимум 440 *м*.

Разрезы более западной части Русской платформы, представляющие собой четвертый тип, сложены в основном ангидритами и доломитами и имеют мощности от 14 до 84 *м*.

Наконец, разрезы районов, примыкающих к древнему артинскому континенту, характеризуются преимущественным развитием ангидритов с неустойчивыми прослоями сильно пиритизированных зеленовато- и голубовато-серых глин и светлых мучнистых доломитов. Мощности разрезов от 1 до 39 *м*. Этот тип распространен в юго-западной части Пермской области.

Кунгурский ярус прослежен от западных складок Урала до восточной окраины Русской платформы и подразделяется на два горизонта: нижний — филипповский и верхний — иренский. В кунгурском веке сохранилось то расчленение территории осадконакопления на структурно-фациальные зоны, которое возникло в сакмаро-артинское время. Указанным зонам отвечают несколько типов разрезов, общей особенностью которых является преобладание лагунных фаций над морскими.

Первый и второй терригенные типы, свойственные Предуральскому прогибу (на севере — только его восточному борту), представлены чередующимися полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с редкими линзами гипсов и конгломератов. Изредка это чередование приобретает ритмичный флишеподобный характер. Разрезы этой зоны испытали впоследствии размыв; сохранившиеся мощности составляют 350—400 *м*.

Третий тип разреза, характеризующий собой наиболее прогнутую часть прогиба, совпадающую с Соликамским соленосным бассейном, представлен в основном химическими осадками — ангидритами, солями и доломитами с прослоями глин и мергелей. Мощности осадков в районе г. Соликамска достигают 900 *м*, а к северу и югу уменьшаются до 400—500 *м*.

Разрезы восточной части Русской платформы представлены чередующимися пачками гипсов или ангидритов с доломитами мощностью 150—250 *м*. К этому типу принадлежит и разрез «классического кунгура», имеющий следующий вид: филипповский горизонт — светлые мучнистые, слоистые или массивные, часто нефтенасыщенные доломиты; иренский горизонт — в нижней части включает три пачки ангидритов (третья пачка — и гипсов), разобщенные двумя пачками доломитов, шестая пачка представлена белыми кристаллическими известняками и доломитами, верхняя часть горизонта сложена ангидритами и гипсами.

Разрезы более западных частей платформы отличаются от «классического кунгура» замещением трех нижних ангидритовых пачек доломитами. Крайний западный тип разреза, примыкающий к древнему кунгурскому континенту, представлен, как и крайний артинский разрез, голубовато-серыми глинами, доломитами и ангидритами. Мощности отложений этой зоны постепенно уменьшаются от 50—150 *м* на востоке до 0—10 *м* на крайнем западе.

Среди осадков верхней перми выделяются отложения уфимского, казанского и татарского ярусов. Уфимский ярус распространен в виде полосы вдоль западного борта Предуральского прогиба и на восточной окраине Русской платформы. Он подразделяется на два горизонта: соликамский и шешминский.

На бо́льшей части площади соликамский горизонт сложен чередованием сероцветных терригенных и карбонатных пород с прослоями гипсов. В зависимости от объемных соотношений этих пород выделяется четыре основных типа разрезов: терригенный, терригенно-карбонатный, карбонатный и известково-глинистый, сменяющих друг друга с востока на запад. В том же направлении уменьшаются и мощности отложений от 200—140 до 10—0 *м*.

Шешминский горизонт почти повсеместно представлен терригенным разрезом, образованным чередованием красноцветных глин с алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями и конкрециями комковатых глинистых известняков и конгломератов. В виде линзовидных прослоев и прожилков присутствует гипс. Мощность горизонта от 80 до 340 *м*.

Отложения казанского яруса обнажаются в западной части Пермской области и представлены белебеевской свитой, близкой по литологическому составу к шешминскому горизонту. Отличия от последнего заключаются в отсутствии загипсованности и бо́льшем развитии конгломератов, мергелей и известняков. В направлении с востока на запад характер разреза изменяется в сторону преобладания глинистых и алевролитовых пород, конгломераты исчезают. Мощность свиты уменьшается в том же направлении от 235 до 150 *м*.

Татарский ярус представлен толщей красноцветных и пестроцветных терригенных пород с прослоями и линзами известняков и мергелей. В юго-восточном направлении возрастает крупность зерна, уменьшается мощность карбонатных прослоев. Мощность яруса меняется от 250 до более 400 *м*.

Триас

Отложения триаса выполняют на восточном склоне Урала и в Зауралье субмеридиональные тектонические депрессии и впадины. На восточном склоне Урала выделяются две полосы впадин, расположенные соответственно в пределах Тагило-Магнитогорского (западная полоса) и Восточно-Уральского (восточная полоса) прогибов. Все восточнее расположенные впадины составляют группу зауральских впадин.

В разрезе триаса выделяются две серии: нижняя — туринская (нижний и средний триас) и верхняя — челябинская (верхний триас).

Туринская серия выполняет ряд депрессий в Зауралье и сложена магматическими, пирокластическими и терригенно-осадочными образованиями. Основное место в нижней части занимают эффузивы — базальты кайнотипного облика, реже липариты, а также силлы долеритов и габбро-долеритов. Терригенные породы представлены в ней редкими прослоями конгломератов, песчаников и аргиллитов, преимущественно красноцветных.

Верхняя часть туринской серии имеет вулканогенно-осадочный состав. Вулканогенные породы сосредоточены главным образом в нижней части разреза, а верхняя, бо́льшая по мощности часть, сложена ритмично чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность туринской серии 850—1400 *м*.

Челябинская серия развита в основном в западной и восточной полосах впадин. В зауральских депрессиях наблюдаются только осадки, переходные от туринской к челябинской серии, либо самые низы последней.

Челябинская серия расчленяется на три свиты: калачевскую, козыревскую и коркинскую, которым соответствуют три макроритма в ходе седиментации. Каждый ритм начинается с грубообломочных образований и завершается формированием угольных пластов.

Калачевская свита разделяется по составу на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена красноцветными отложениями молассового типа и часто содержит прослои туфов, а иногда и базальтов. Верхняя подсвита сложена тонкообломочными сероцветными породами, заключающими многочисленные пласты угля. Мощность калачевской свиты достигает 400 *м*.

Козыревская свита также делится на две подсвиты. Нижняя, безугольная часть сложена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Верхняя подсвита сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов, гравелитов и углей. Мощность козыревской свиты 380—600 *м*.

Коркинская свита также имеет двучленное строение и в основном аналогичный с козыревской свитой литологический состав. Мощность свиты колеблется от 300 до 850 *м*, составляя чаще 650—800 *м*.

Юра

Отложения нижней юры установлены лишь в пределах Челябинского грабена, где к ним относится верхняя часть разреза угленосной толщи. Свита сложена переслаивающимися между собой сероцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями ленточных пестроцветных аргиллитов, сапропелитов и углей. Мощность свиты до 500 *м*.

Отложения средней и верхней юры в континентальных фациях имеют ограниченное распространение. Они локализованы в узких субмеридиональных эрозионно-тектонических депрессиях и залегают на коре выветривания палеозойских пород либо в карстовых впадинах и представлены каолиновыми и углистыми глинами, кварцевыми песками и кварц-кремнистыми галечниками. Мощность их составляет немногие метры, возрастая в карстовых впадинах до 90 *м* и более.

Морские отложения средней и верхней юры вскрыты буровыми скважинами на значительных (1,2—1,8 *км*) глубинах в бассейнах рек Тавды и Конды, и представлены здесь главным образом аргиллитами мощностью свыше 700 *м*.

Мел

Отложения мела развиты на описываемой территории в основном в Зауралье и лишь незначительно в Северном Предуралье. Как и юрские отложения, они представлены в континентальных и морских, а также прибрежно-морских фациях. Среди отложений континентального мела выделены (в некоторых случаях условно) следующие возрастные подразделения.

Готерив — баррем (?) (тыньинская свита). Осадки тыньинской свиты установлены в Серовско-Ивдельском районе на р. Тынье. Они залегают на пестроцветных глинах коры выветривания и представлены серыми глинами и алевролитами с обугленными растительными остатками. Пересеченная скважинами мощность свиты 10 *м*.

Апт (?) (алапаевская свита). Осадки данной свиты связаны главным образом с меридиональными депрессиями и карстующимися по-

родами палеозойского субстрата. Типичными для свиты образованиями являются «белики». Они представляют собой скопление обломков окремнелого известняка, заключенных в мучнистой кремнистой неслоистой массе; местами появляются кварцевая галька, примесь кварцевого песка и каолиновой глины.

Апт — альб (синарская свита). Свита распространена в виде полос и пятен по всей территории Южного и Среднего Зауралья. В ряде мест она подразделяется на два горизонта — нижний пестроцветный, состоящий преимущественно из каолиновых глин, и верхний бокситоносный. В низах свиты, а иногда и выше по разрезу наблюдаются кварцевые пески и галечники. Мощность свиты от первых десятков до 60 *м*.

Сеноман (мысовская свита). Осадки этой свиты распространены локально и часто приурочены к меридиональным депрессиям. Они представлены белыми, серыми и черными глинами каолинового состава, подстилаемыми в ряде мест кварцевыми песками и галечниками. Мощность мысовской свиты 15—20 *м*.

Континентально-морские и морские отложения мела развиты в Западно-Сибирской низменности. В Зауралье (в пределах описываемой территории) нижняя часть разреза этих отложений, охватывающая валанжин, готерив, баррем и апт, выпадает. В Северном Предуралье указанному возрастному интервалу отвечают черные глины, пески и алевриты.

Наиболее древние отложения морского мела в Зауралье относятся к альбу и сложены каолин-гидрослюдистыми глинами и алевритами и слюдисто-кварцевыми песками серого и темно-серого цвета. Мощность их составляет в Зауралье 30 *м*, возрастая на востоке до 100 *м*.

Сеноман (уватская свита). Свита вскрыта буровыми скважинами в восточной половине Зауралья. Она сложена алевролитами, чередующимися с глинами, мелкозернистыми песками и песчаниками, иногда известковистыми. Мощность свиты около 100 *м*.

Турон (кузнецовская свита). Отложения кузнецовской свиты повсеместно распространены на бо́льшей части Зауралья. Свита представлена зеленовато-серыми аргиллитами бейделлит-монтмориллонитового состава, содержащими глауконит и в разной степени запесоченными. Мощность свиты в Зауралье измеряется метрами и не превышает 30 *м*.

Коньяк — сантон — кампан (зайковская свита). Свита широко распространена в Зауралье и сложена монтмориллонит-бейделлитовыми аргиллитами, содержащими прослои алевролитов, опок и песчаников, а на севере Зауралья — кварцевыми и глауконит-кварцевыми песчаниками, аргиллитами и диатомитами. Мощность свиты изменяется от 2 до 130 *м*.

Отложения зайковской свиты развиты и на западном склоне Урала — в районе г. Красноуфимска и в Северном Предуралье. Они представлены здесь глауконитовыми песчаниками с включениями идеально окатанной гальки.

Кампан — маастрихт (федюшинская свита). Отложения этой свиты широко распространены в южных районах и представлены кварцевыми песками и кварцевыми и глауконит-кварцевыми песчаниками.

Маастрихт — даний (ганькинская свита). Отложения ганькинской свиты распространены на всей территории Зауралья. На юге свита представлена характерным горизонтом светло-серых мергелей, изобилующих фауной. В северной части Зауралья она состоит преимущественно из монтмориллонит-бейделлитовых зеленовато-серых аргилли-

тов, местами несколько мергелистых, подстилаемых мелкозернистыми песками с прослоями сидеритового песчаника. Мощность свиты меняется от десятков до 100 *м* и более.

Палеоген

Среди отложений палеогена преобладают морские, образующие в Зауралье сплошной покров. Континентальные отложения развиты локально на Урале и в Зауралье.

Палеоцен представлен талицким горизонтом, к которому относится либо талицкая свита, либо (в Серовско-Ивдельском районе) две замещающие ее свиты: марсятская (нижняя) и ивдельская (верхняя).

Талицкая свита характеризуется выдержанным литологическим составом: преобладают темно-серые, реже серые или бежевые аргиллиты, опоковые и трепеловидные глины, перемежающиеся и подстилающиеся глауконит-кварцевыми песчаниками и глауконитами. Мощность свиты 65 *м*.

В основании марсятской свиты выделена полуночная марганцеворудная пачка, состоящая из глауконит-кварцевых песчаников, песков и гравелитов с прослоями глин, пластами карбонатной марганцевой руды. Мощность пачки от долей метра до 34 *м*. Вышележащая часть марсятской свиты сложена бейделлитовыми темными аргиллитами и диатомитами с прослойками марганцевой руды и глауконит-кварцевым песком или песчаником в основании. Средняя мощность свиты 750 *м*.

Ивдельская свита состоит из темно-серых опоковидных глин и бейделлитовых аргиллитов с глауконит-кварцевыми песками и песчаниками в основании, иногда с прослойками марганцевой руды или сидерита. Мощность свиты в среднем 80 *м*.

Эоценовый ярус расчленяется на два горизонта. Нижнему эоцену отвечает серовский горизонт, представленный одноименной очень выдержанной по составу свитой опок и песчаников. В западных частях площади распространения свиты встречаются грубозернистые и конгломератовидные песчаники и гораздо реже трепелы-диатомиты. Мощность свиты 80 *м*.

К среднему и верхнему эоцену относится ирбитский горизонт, которому отвечает одноименная свита трепелов-диатомитов, которые местами переслаиваются или замещаются глауконит-кварцевыми песчаниками и алевролитами с кремнистым, трепеловым и опоковым цементом. Мощность свиты 80—100 *м*.

Верхам эоцена и нижнему олигоцену отвечает чеганский горизонт. На всем Зауралье и Приуралье чеганский горизонт отличается однообразным составом. Он представлен свитой зеленовато-серых глин с примазками алевролита и тонкими прослойками песка и алеврита в верхней части. Мощность свиты составляет десятки метров, возрастая в северных районах до 145 *м*.

Средний олигоцен представлен куртамышским горизонтом, включающим кутанбулакскую и чиликтинскую свиты. В составе кутанбулакской свиты ведущее место занимают белые или светлоокрашенные мелкозернистые и тонкозернистые кварцевые пески с тонкими прослойками черного шлиха. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 30—40 *м*.

Чиликтинская свита не имеет сплошного распространения. Чаще она представлена разного цвета глинами, листоватыми или плитчатыми, переслаивающимися с тонкозернистым песком. Мощность свиты от 10—20 до 70 *м*.

К верхнему олигоцену относится чеграйский горизонт, расчлененный на наурзумскую и чеграйскую свиты. Отложения наурзумской свиты развиты в пределах горной части Урала или вблизи ее и не имеют сплошного распространения. Они состоят из каолиновых глин, каолин-кварцевых алевролитов, кварцевых песков, гравия и галечников. Мощность свиты 2—20 *м*.

Чеграйская свита сложена косослоистыми песками с прослоями железистых песчаников. Мощность свиты достигает 30 *м*.

Неоген

Миоценовый ярус представлен каракольской серией, в которой выделяются аральская и жиландинская свита. В границах описываемой территории известна только аральская свита. В Зауралье аральская свита сложена сероцветными неслоистыми глинами с желваками, друзами и, реже, пластами гипса, стяжениями известняка и железистым бобовником. На восточном склоне Урала свита представлена красноцветными глинами с конкрециями известняка, железным бобовником и щетками гипса. Она залегает здесь на водоразделах и в меридиональных ложбинах и имеет мощность 20—30 *м*.

Плиоценовый ярус представлен кустанайской свитой зеленоватых, серых и ржавых глин, мергелей и песков, нередко с полимиктовым галечником в основании. Свита слагает верхнюю цокольную террасу современных рек (50—70 *м* над урезом воды) и имеет мощность до 30 *м*.

Антропоген

В разрезе четвертичных отложений Урала выделены четыре яруса, соответствующие подразделениям альпийской схемы: нижний плейстоцен (миндель), средний плейстоцен (рисс), верхний плейстоцен (вюрм) и голоцен.

В большинстве разрезов четко выделяется комплекс доледниковых отложений. Они охватывают нижний плейстоцен и часто неотделимый от последнего лихвинский горизонт среднего плейстоцена. Среди них преобладают аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, залегающие в меридиональных депрессиях горной части Урала, в переуглубленных долинах пра-Камы, в «мертвых» долинах и слагающие нижнюю часть четвертичного разреза на междуречьях в Зауралье.

Разрез среднего плейстоцена начинается, как отмечено, с доледниковых отложений лихвинского (тобольского) горизонта. Названный горизонт представлен аллювиальными, озерно-аллювиальными, делювиальными и озерными отложениями. На западном склоне Урала и в Зауралье аллювиальные отложения обычно приурочены к IV цокольной террасе. В тектонически опущенных зонах осадки горизонта часто залегают в междуречьях в «мертвых» долинах вне связи с современной речной сетью.

Осадки верхней части среднего плейстоцена образуют основной объем четвертичных образований водораздельных пространств Предуралья и Зауралья. В ледниковой области они представлены ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями — валуносодержащими глинами, суглинками и супесями, песками и галечниками. В приледниковой и внеледниковой областях преобладают озерно-аллювиальные, полигенетические и отчасти склоновые, главным образом делювиальные отложения, а в долинах широко развит аллювий (III и частью II надпойменные террасы).

Отложения верхнего плейстоцена развиты повсеместно и разделяются на межледниковые и нерасчлененные ледниковые. Аллювиальные отложения во внеледниковой области участвуют в сложении II надпойменной террасы. В ледниковой области они обычно залегают ниже уреза воды.

К послеледниковым (голоценовым) образованиям относятся почвы и болотные накопления. В речных долинах к ним относится аллювий пойменного комплекса террас, резко отличающийся от более древних обилием торфяных и гумусовых прослоев и серым цветом осадков. В гольцовой зоне накапливаются преимущественно продукты физического выветривания — элювиальные, коллювиальные и солифлюкционные.

2. ТЕКТОНИКА

По особенностям геологического строения и типу структур, по времени и истории формирования этих структур, а также по характеру и составу слагающих пород на Урале выделяется несколько крупных протягивающихся в меридиональном направлении геоструктурных зон (рис. 6, см. вкл.).

Самое западное положение в системе этих зон занимает восточная часть Русской платформы. Здесь на кристаллическом фундаменте залегает комплекс платформенных осадков, в составе выделяются отложения верхнего протерозоя и среднего и верхнего палеозоя, от среднего девона до нижней перми включительно. Указанные отложения залегают почти горизонтально, образуя лишь весьма пологие структуры платформенного типа. В северной части территории это Тиманская антеклиза, южнее располагаются Верхне-Камская мегавпадина, затем Камско-Башкирское поднятие и Бирская седловина.

Суммарная мощность осадочного чехла меняется в зависимости от рельефа кристаллического фундамента и составляет от 2,5—3 *км* в районе поднятий до 5—6 *км* во впадинах.

Следующей геоструктурной зоной является Предуральский краевой прогиб, отделяющий Уральский складчатый пояс от Русской платформы. Разрез прогиба представлен комплексом терригенных, карбонатных и местами галогенных осадков общей мощностью от 3,5 до 6—7 *км* в составе от верхнего протерозоя до верхней перми включительно (уфимский ярус).

В тектоническом отношении Предуральский прогиб представляет собой асимметричную структуру с пологим западным и более крутым восточным крылом, ось которой со временем смещалась к западу. В бóльшей западной своей части прогиб сохраняет близкие к Русской платформе черты строения: слабую нарушенность осадочного покрова, преобладание весьма пологих (восточных) углов наклона слоев. Восточное крыло прогиба осложнено складками разных порядков и разрывами, которые, постепенно усложняясь и усиливаясь в направлении с запада на восток, придают ему все больше сходства со складчатыми зонами Урала.

В границах описываемой территории прогиб включает крупные структуры: южную — Уфимско-Соликамскую и северную — Верхне-Печорскую мегавпадины, разделенные Колвинской седловиной, относящейся к юго-восточной оконечности Тиманского поднятия. Прогиб наиболее отчетливо выражен в южной части.

К востоку от Предуральского прогиба располагается так называемая Западно-Уральская зона линейной складчатости, сложенная терригенными и карбонатными отложениями в воз-

растном интервале от кембрия и нижнего ордовика до нижней перми включительно. В структурном отношении это крупная моноклиналь, усложненная интенсивной складчатостью разных порядков. Складки линейного типа опрокинуты к западу и осложнены многочисленными чешуйчатыми надвигами и взбросами. В области Среднего Урала (от г. Чусового на севере до г. Усть-Катав на юге) зона образует в плане огромный, обращенный выпуклостью на восток изгиб, известный под названием Уфимского амфитеатра.

Еще восточнее, в водораздельной зоне Урала, располагается Центрально-Уральское древнее поднятие (позднедокембрийско-кембрийское). Это сложное сооружение включает в себя ряд крупных антиклинальных структур, образованных главным образом доордовикскими толщами, между которыми располагаются более узкие структуры синклинального, грабен-синклинального или синклинально-седловинного типа, выполненные палеозойскими отложениями.

Крайней западной положительной структурой является Башкирский мегантиклинорий, расположенный на западном склоне Южного Урала. К северу мегантиклинорий быстро погружается под более молодые осадки Западно-Уральской складчатой зоны и Предуральского прогиба. В северо-восточной части мегантиклинория обнажаются древнейшие на Урале метаморфические образования, мигматиты и интрузивные породы тараташского комплекса, слагающие ядро одноименного антиклинория. По мнению М. И. Гараня (1939, 1963), разделяемому другими геологами, тараташский комплекс представляет собой выступ кристаллического фундамента Русской платформы.

Структура антиклинория характеризуется складками различного профиля и масштаба и тектоническими разломами, в южной части развита целая система чешуйчатых надвигов субширотного простирания с крутым юго-восточным падением сместителей (Каратауская структура).

В осевой зоне Урала по соседству с Башкирским мегантиклинорием расположен Уралтауский мегантиклинорий. Границы между этими структурами проходит по зоне Зюраткульского глубинного разлома. В северной части разлом выражен структурным швом с интрузивным выполнением, в южной части к зоне разлома примыкает серия синклинальных складок, составляющих Верхнекусинско-Зилаирский мегасинклинорий. Сложен он терригенными, карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями палеозоя в возрастном интервале от среднего ордовика до верхнего девона.

Юго-восточная граница Уралтауского мегантиклинория также совпадает с зоной глубинного разлома — Таловско-Кемпирсайского, фиксируемого поясом гипербазитовых интрузий. По этому разлому древние толщи Уралтауского мегантиклинория приведены в контакт с нерасчлененными силурийскими и более молодыми вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями Магнитогорского мегасинклинория.

Входящая в границы описываемой территории северная часть Уралтауского мегантиклинория сложена разнообразными метаморфическими и метаморфизованными породами преимущественно первично-осадочного происхождения, относящимися в основном к верхнему протерозою. Магматические явления достигали значительного развития только в Кувашской подзоне, прилегающей к Зюраткульскому глубинному разлому. С ними связано образование кварцевых альбитофиров и впоследствии метаморфизованных основных эффузивов.

В северной части Уралтауского мегантиклинория расположен крупный брахиформный Уфалейский антиклинорий, сложенный гней-

сами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мигматитами и разнообразными по генезису и форме проявления гранитоидами, образующими в совокупности типичный гнейсово-мигматитовый комплекс (Кейльман, 1963).

Севернее Уфалейского антиклинория метаморфизованные древние породы осевой зоны Урала в значительной мере перекрыты терригенными отложениями нижнего ордовика. Еще севернее они целиком скрываются под палеозойскими (O, S, частью D_2) отложениями Билимбаевской седловинной синклинальной структуры, отделяющей Уралтауский мегантиклинорий от другой крупной положительной структуры Центрально-Уральского поднятия, Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий сложен доордовикскими относительно слабо метаморфизованными толщами, в составе которых преобладают терригенные отложения, а подчиненное место занимают карбонатные отложения и эффузивы. Местами значительно распространены дайки диабазов.

Восточнее Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория располагается Улсовско-Койвинский грабен-синклинорий. Эта чрезвычайно узкая по отношению к ее длине структура протягивается в субмеридиональном направлении на большое расстояние, разделяя Кваркушско-Каменногорский и Ляпинско-Исовской мегантиклинорий. На северном погружении Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория она причленяется к Западно-Уральской складчатой зоне, а в южной части, сильно сужаясь и местами прерываясь, сливается с Билимбаевской седловинной структурой.

Разрез Улсовско-Койвинского грабен-синклинория представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями ордовика, перекрываемыми в ряде мест отложениями силура и среднего девона.

Ляпинско-Исовской мегантиклинорий входит в границы описываемой территории только своей южной частью. Эта часть структуры сложена метаморфизованными породами преимущественно обломочного и вулканического происхождения, возраст которых лежит в интервале верхний протерозой — кембрий. Интрузивные породы представлены мелкими массивами гранитоидов и габбро, гипербазитами и многочисленными дайками диабазов разного возраста, от кембрия до девона.

Антиклинорий имеет весьма сложное, в северной части складчато-блоковое, строение. Западное крыло его, разбитое серией крупных разломов, преимущественно типа надвигов, переходит в Западно-Уральскую складчатую зону.

Следующей структурой общеуральского масштаба является Тагило-Магнитогорский прогиб. В границах описываемой территории эта структура состоит из двух крупных частей: северной — Тагильского мегасинклинория и южной — Магнитогорского мегасинклинория. Обе структуры сложены в основном осадочными и вулканогенными толщами в диапазоне от силура до нижнего карбона включительно. На западном крыле прогиба, главным образом в Тагильском мегасинклинории, распространены отложения ордовика, а в осевой части Магнитогорского мегасинклинория известны осадки среднего карбона. Большое развитие в прогибе получили интрузивные образования разнообразного состава — от кислого до ультраосновного. По времени внедрения они относятся к разным этапам среднего палеозоя и бо́льшей частью отчетливо связаны с вмещающими их вулканогенными толщами в единые комагматические серии.

В тектоническом отношении Тагило-Магнитогорский прогиб представляет собой сложную асимметричную структуру синклинорного

типа с более пологим западным крылом (20—50°) и крутым (60—80°), а местами даже запрокинутым восточным крылом. Против Уфимского амфитеатра прогиб резко сужен в плане, а на юг и на север постепенно расширяется. Границы прогиба естественно определяются крупными тектоническими разломами. Так, восточная граница Тагильского мегасинклинория совпадает с зоной Серовско-Маукского глубинного разлома, который фиксируется одноименным поясом серпентинитов и сопровождающих их, преимущественно с запада, габбро, диоритов и плагиогранитов. Магнитогорский мегасинклинорий также ограничен с востока мощной системой разломов, подчеркиваемых на большом протяжении телами гипербазитов Сугомакско-Кацбахского пояса и полосами рассланцевания пород.

Внутри Тагило-Магнитогорского прогиба выделяется ряд структурно-фациальных и структурных подзон, отделенных друг от друга крупными разломами и усложненных складчатостью разных порядков и типов (местами линейной) и локальными дизъюнктивными нарушениями.

Характерным элементом тагильской части прогиба является платиноносный интрузивный пояс, сложенный крупными массивами габбро в сопровождении дунитов, а также кислых и щелочных дифференциатов. Этот пояс намечает положение глубинного разлома, выраженного на поверхности не только в размещении интрузивных масс, но и многочисленными региональными и локальными разломами продольного (параллельного простиранию пояса) и диагональных направлений. На всем своем протяжении платиноносный пояс отделяет западное крыло Тагильского мегасинклинория от остальной его части в качестве структурной подзоны, отличительную особенность которой составляет региональный динамометаморфизм развитых в ней пород.

Севернее р. Туры восточное крыло Тагильского мегасинклинория скрывается под мезо-кайнозойскими отложениями Зауралья и прослеживается под ними в основном геофизическими методами.

Переход от Тагильского мегасинклинория к Магнитогорскому совершается, как указывалось, на участке общего пережима всей структуры, отличающегося особо сильной тектонической нарушенностью. Строение Магнитогорского мегасинклинория в принципиальных чертах подобно Тагильскому. Общее расширение структуры с удалением от места пережима сопровождается, как и в Тагильском мегасинклинории, постепенным ослаблением напряженности складчатых дислокаций, упрощением тектонических форм и появлением реликтовых палеовулканических структурных форм, а также вытеснением в осевой части древних отложений все более молодыми.

Следующая к востоку структура I порядка — Восточно-Уральское поднятие. Это громадное сооружение, занимающее бо́льшую часть восточного склона Урала, отличается особо сложным строением и слагается разнообразными осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными и метаморфическими толщами, охватывающими в совокупности очень широкий возрастной диапазон: от докембрия (?) до нижнего карбона включительно. Общая стратиграфическая последовательность отложений в сводном разрезе поднятия нарушается местными и региональными стратиграфическими перерывами, сопровождающимися стратиграфическими и угловыми несогласиями. Особенностью структуры является широкое развитие интрузивных пород разнообразного состава. Среди них на первом месте следует поставить позднепалеозойские граниты. Именно в Восточно-Уральском поднятии сосредоточена подавляющая масса этих пород, образующих здесь бесчисленные мелкие и ряд огромных массивов. Другие интру-

зивные породы — перидотиты (большей частью серпентинизированные), габбро, диориты и кислые дифференциаты габбровой магмы (кварцевые диориты, плагиограниты) также широко распространены и относятся по возрасту преимущесгвенно к среднему и верхнему девону и нижнему карбону.

В структурном отношении Восточно-Уральское поднятие в пределах описываемой площади не обнаруживает внутреннего единства. Оно включает в себя ряд антиклинальных структур, которые расположены в виде трех субмеридионально вытянутых зон, разделенных продольными синклинальными зонами. Отдельные положительные структуры внутри антиклинальных зон разобщены поперечными седловинными погружениями. Крупные структурные формы усложнены разнообразными складками более высоких порядков.

Важнейшая роль в строении Восточно-Уральского поднятия принадлежит разломам, нередко подчеркиваемым интрузивными поясами и зонами рассланцевания Единичные разломы и целые системы их развиты не только по краям всего сооружения и его крупных частей, но и разбивают либо ограничивают многие частные структурные формы.

Западная антиклинальная зона включает Верх-Исетский и Верхотурско-Салдинский антиклинорий, разделенные Кировградско-Кунарской седловинной структурой. Бо́льшая часть площади Верх-Исетского антиклинория занята громадным одноименным гранитным массивом, крылья антиклинория сложены породами кровли, представленными ордовикско-силурийскими осадочными и главным образом вулканогенными отложениями, испытавшими местами значительный контактовый метаморфизм Салдинско-Верхотурский антиклинорий сложен глубокометаморфизованными кристаллическими породами, образующими типичный гнейсово-мигматитовый комплекс, и интрузивными породами в основном кислого состава.

Обнажена только южная часть структуры, расположенная южнее 58° с ш., более северные части ее скрыты под мезо-кайнозойским чехлом

Промежуток между Салдинско-Верхотурским и Верх-Исетским антиклинориями выполнен среднепалеозойской осадочно-вулканогенной толщей, близкой по характеру разреза и мощности к одновозрастным толщам, развитым в соседнем Тагильском мегасинклинории.

Центральная антиклинальная зона представлена Сысертско-Ильменогорским мегантиклинорием, состоящим из ряда слившихся брахиформных антиклинальных структур, в ядрах которых выступают гнейсово-мигматитовые комплексы. Между Верх-Исетским и Сысертским антиклинориями расположен Свердловский мегасинклинорий, сложенный ордовикско-силурийскими осадочными и вулканогенными толщами, испытавшими значительный динамометаморфизм. Внутри структуры прослеживаются глубинные разломы, фиксируемые интрузивными комплексами ультраосновных, основных и кислых пород

Восточная антиклинальная зона проходит через всю описываемую территорию от ее южной границы до северной, погружаясь за 58-й параллелью под мезо-кайнозойский покров, здесь она прослеживается по геофизическим данным и единичным скважинам. Эта зона известна под названием главного гранитного пояса Урала, так как к ней приурочены почти все крупнейшие гранитные массивы.

Южная часть зоны — Челябинско-Суундукский мегантиклинорий — состоит из ряда вытянутых в одну линию и разобщенных седловинными синклиналями антиклинориев, в ядрах которых залегают гранитные массивы. На обрамлениях последних развиты сильно ме-

таморфизованные породы (местами гнейсы, мигматиты), возраст которых достоверно не установлен. На крыльях и в местах погружения шарниров антиклинориев залегают карбонатные и терригенные отложения нижнего карбона, а на юге местами и терригенные отложения ордовика, превращенные в контакте с гранитами в роговики.

Челябинско-Суундукский мегантиклинорий нарушен многочисленными разломами; его внешние ограничения с запада, востока и севера также связаны с крупными разломами, к которым во многих местах приурочены массивы змеевиков.

Севернее Челябинского гранитного массива антиклинальная зона главного гранитового пояса Урала прерывается юго-западным окончанием Алапаевско-Теченского мегасинклинория и вновь проявляется затем в Мурзинско-Адуйском антиклинории. Последний имеет асимметричное строение. Западное крыло его сложено кристаллической гнейсово-мигматитовой толщей, которая с запада обрывается разломом и благодаря этому приходит в соприкосновение здесь с разными горизонтами силуро-девонского разреза Кировградско-Кунарской структуры. Восточное крыло целиком занято крупными Адуйским и Мурзинским гранитными массивами и узкой полосой гнейсов.

Между центральной и восточной антиклинальными зонами располагается Сухтелинско-Арамильский мегасинклинорий. Эта структура характеризуется на разных участках существенно различным строением. Самая южная ее часть сложена слабо измененными среднедевонскими эффузивами и туфами. В более северных частях широкое распространение приобретают претерпевшие региональный метаморфизм отложения ландоверийской углисто-кремнистой формации и подстилающие их эффузивы и туфы. Местами в синклиналях наложенного типа развиты эффузивы, туфы и осадочные породы в возрастном интервале от верхнего силура по нижний карбон.

Следующая последняя в открытой части Урала структура I порядка — Восточно-Уральский прогиб. Бо́льшая часть восточного крыла и вся северная часть структуры погребена под мезокайнозойскими отложениями Зауралья. По составу и возрасту отложений и общему строению Восточно-Уральский прогиб обнаруживает много общего с Тагило-Магнитогорским. Однако здесь в отличие от последнего очень широко развиты нижнекаменноугольные отложения, в частности угленосные.

Строение Восточно-Уральского прогиба достаточно сложное. Единой структурой синклинорного типа он является только в своей северной погребенной части, а на Среднем и Южном Урале разделяется на несколько ветвей, проникающих в области Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. Ранее уже упоминалась одна из них — Алапаевско-Теченский мегасинклинорий, заходящий своей юго-западной частью в область Восточно-Уральского поднятия. К востоку от южной части Мурзинско-Адуйского антиклинория в западном крыле структуры размещается сложный рефтинский комплекс габбро, диоритов и плагиогранитов, а несколько северо-западнее — серпентинитовые массивы Алапаевского пояса. Другая ветвь — Копейско-Брединский грабен-синклинорий — протягивается узкой полосой восточнее Челябинско-Суундукского мегантиклинория, отделяя его от Зауральского поднятия. С обеих сторон структура ограничена крупными разломами.

Все восточнее расположенные структуры Урала погребены под сплошным покровом мезо-кайнозойских платформенных отложений Зауралья, образуя его складчатый фундамент. Мощность платформенного чехла возрастает с юго-запада на северо-восток от первых десятков метров в южной (Притургайской) и западной прибортовой зоне

Зауралья до 2—2,5 *км* в Тюменской впадине В Южном Зауралье породы складчатого фундамента вскрываются в долинах крупных водотоков и многочисленными буровыми скважинами. По севернее расположенным частям Зауралья сведения о строении фундамента основаны на данных поискового и структурного бурения и главным образом геофизических исследований.

По этим данным фундамент Зауралья сложен теми же комплексами пород, что и открытая часть восточного склона Урала, и имеет в главных чертах аналогичное строение. Погребенные уралиды распространяются на восток примерно до меридиана г. Кургана и г. Тюмени, сменяясь восточнее структурами иного геотектонического плана.

В фундаменте Зауралья выделяются следующие структурные формы I порядка (с запада на восток): Зауральское поднятие; Тюменско-Кустанайский прогиб; Тобольско-Кушмурунское поднятие.

Зауральское поднятие по составу, возрасту и строению пород напоминает Восточно-Уральское поднятие, но отличается от него менее интенсивным проявлением гранитоидного магматизма и более простым строением восточного крыла

Тюменско-Кустанайский прогиб сложен в основном осадочными породами и эффузивами нижнего карбона В ядрах положительных и отрицательных складок, усложняющих прогиб, вскрываются соответственно отложения верхнего девона либо среднего и верхнего карбона.

Тобольско-Кушмурунское поднятие по геофизическим данным распространяется на севере только до широты г. Тобольска. В антиклинальных структурах поднятия установлены метаморфизованные, преимущественно осадочные и частично вулканогенные образования среднего и, возможно, нижнепалеозойского возраста. Синклинали выполнены осадочными и вулканогенными толщами в возрастном диапазоне от верхнего девона до верхнего карбона

Как следует из изложенного, все главные структурные зоны восточного склона Урала, начиная с Тагило-Магнитогорского прогиба, частично или полностью погребены под мезо-кайнозойскими отложениями, попадая, таким образом, в область Зауралья Наличие сплошной толщи молодых осадков является главной отличительной чертой Зауралья как геологического региона. Эта особенность его строения возникла уже на платформенной стадии развития Уральского складчатого пояса и не связана с внутренней структурой последнего Напротив, мезо-кайнозойские отложения Зауралья образуют западную краевую часть платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, который занимает громадные пространства, не считаясь с границами погребенных уралид и других складчатых систем

В разрезе мезо-кайнозоя Зауралья выделяются две резко отличающиеся по составу и условиям залегания части. Нижняя часть, датируемая разными исследователями пермо-триас-нижнеюрским либо триас-нижнеюрским возрастом, представлена вулканогенными породами и континентальными угленосными отложениями. Эти отложения, залегающие в тектонических и частью эрозионных депрессиях, местами смяты в складки и разбиты многочисленными разломами. Не касаясь спорных вопросов о структурной позиции этих депрессий, времени и способах их образования, отметим, что всеми исследователями признается в той или иной форме соподчиненность плана размещения депрессий генеральному простиранию структур палеозойского фундамента.

Верхняя часть разреза, залегающая на нижней с резким угловым несогласием, включает осадки в возрастном диапазоне от средней юры

до голоцена включительно и в свою очередь разделена поверхностями размыва и несогласиями на три структурных яруса: среднеюрско-нижнеолигоценовый, среднеолигоценово-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Осадки этих трех ярусов образуют по существу единую толщу, залегающую почти горизонтально с очень пологим общим наклоном на северо-восток. На этом фоне развиты пологие положительные и отрицательные платформенные структуры нескольких порядков, располагающиеся над однозначными структурными формами складчатого фундамента. Это обстоятельство, как и закономерное изменение мощностей мезо-кайнозойских осадков в платформенных структурах (уменьшение в положительных и увеличение в отрицательных), позволяет связывать их образование с постумными движениями унаследованного знака в структурах фундамента. Дополнительное усложнение в структуру Зауралья вносят крупные сбросы, обусловливающие ступенчатый характер погружения фундамента.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Уральская палеозойская геосинклиналь возникла в позднем докембрии на разрушенном кристаллическом основании, составлявшем до того одно целое с фундаментом Русской платформы, и просуществовала до позднего палеозоя. Развитие геосинклинали протекало в два полных тектоно-магматических цикла: позднедокембрийско-кембрийский (рифейский) и ордовикско-верхнепалеозойский (каледоно-варисский), каждый из которых завершился формированием своего структурного комплекса.

Первый цикл завершился четким обособлением геосинклинали в виде широкого прогиба и образованием огромного Центрально-Уральского поднятия, представляющего собой структуру рифея. Возможно, структуры этого возраста (на современном эрозионном срезе) выступают и на восточном склоне Урала, но этот вопрос является спорным. Часть исследователей к допалеозойским образованиям относят целиком или частично гнейсово-мигматитовые комплексы восточного склона, другие это мнение не разделяют.

В течение второго цикла геосинклиналь прошла путь длительного и сложного развития в несколько этапов, завершавшихся частными инверсиями, слабыми складчатыми и местами значительными разрывными нарушениями, а также интрузиями перидотитовой и базальтовой (габбровой) магмы. Основными этапами являлись: ордовикско-силурийско-раннедевонский, средне-позднедевонский и позднетурнейско-намюрский.

В позднем палеозое произошла общая инверсия геосинклинали, сопровождавшаяся мощными складчатыми и разрывными движениями, образованием и внедрением гранитной магмы и формированием основных структурных зон. Видимо, в среднем и позднем карбоне в наиболее глубокой в то время части геосинклинали возникло Восточно-Уральское поднятие и выделился Тагило-Магнитогорский прогиб. Затем, уже в пермское время, в восточной части геосинклинали началось образование Зауральского поднятия и обособился Восточно-Уральский прогиб. К этому времени сформировался и Предуральский краевой прогиб, в сочленении которого с Центрально-Уральским поднятием выделилась Западно-Уральская зона линейной складчатости.

К концу палеозоя в области внутренних эвгеосинклинальных зон каледоно-варисского цикла полностью завершилось формирование уральской горной страны и начался ее интенсивный размыв. В обла-

сти внешних, миогеосинклинальных зон в пермское время еще происходили развивавшиеся с востока на запад (в сторону Русской платформы) и постепенно затухавшие складчатые и разрывные движения, которые завершились в этих областях, возможно, в раннем мезозое.

С раннего триаса Урал вступает в стадию платформенного развития, в период которого происходили медленные эпейрогенические движения, среди которых главное значение имело общее опускание области Зауралья и частично восточного склона Урала. В этом позднем цикле развития выделяется шесть основных тектонических этапов.

Первый этап характеризуется началом общего опускания области Зауралья, образованием в фундаменте глубинных разломов, заложенных в геосинклинальную стадию развития, и излиянием базальтовых и часть липаритовых лав, заполнявших, местами с терригенными осадками, эрозионные депрессии в фундаменте.

Второй этап отмечается развитием эрозионно-тектонических впадин, заложенных, очевидно, еще в течение первого этапа, и заполнением их мощной толщей угленосных осадков. По мнению Н. И. Архангельского, эти депрессии-грабены располагались в зонах сочленения крупных структур фундамента, т. е. в зонах глубинных разломов. По времени этот этап несколько перекрывает первый и продолжается с среднего триаса по батский век.

Третий этап охватывает большой промежуток времени, со средней юры по нижний олигоцен, и характеризуется эпейрогеническими движениями в пределах всего региона, однако интенсивность их в Зауралье и горном Урале, а иногда и их направление не совпадали. В некоторые века и эпохи (альб, турон, маастрихт-датское время, эоцен) прогибание охватывало как Зауралье, так и горный Урал, но, по-видимому, с меньшей интенсивностью. Уральская суша в такие отрезки времени была невысокой и сравнительно мало расчлененной. В другое время (нижний сенон, верхний палеоцен) наряду с прогибанием Зауралья происходило поднятие горной части Урала, энергичная эрозия и расчленение рельефа уральской суши.

Таким образом, в течение мела и палеогена в пределах горной части Урала, представлявшей сушу, происходила смена периодов усиленной эрозии, когда суша имела расчлененный и сравнительно высокий рельеф, и периодов, когда континент обладал малорасчлененным, преимущественно невысоким рельефом. В Зауралье, при общем его опускании, происходили трансгрессии моря и накопление рыхлых осадков. В этих осадках сформировались наложенные структуры, унаследованные от структур складчатого основания: его крупным поднятиям и погружениям в платформенном покрове соответствуют поднятия (валы) и прогибы с пологим падением крыльев.

По частой смене литологического состава этих осадков в горизонтальном направлении и по разрезу, а также причудливости контуров их распространения можно судить об изменении фациальных условий осадконакопления, происходившего то в прибрежной полосе суши, то в мелководной части морского бассейна.

Четвертый этап, по времени охватывающий средний и верхний олигоцен, характеризуется медленным поднятием всего региона, с полным его осушением, продолжающимся размывом уральской суши и накоплением в области Зауралья терригенных отложений различных фаций.

Пятый этап, охватывающий миоцен, характеризуется относительным тектоническим покоем и весьма своеобразными климатическими условиями — при засушливом в целом климате имели место периоды

сильного увлажнения, отразившиеся в накоплении литологически весьма разнородных толщ

Шестой, неотектонический этап охватывает плиоцен и четвертичное время и отличается прерывистыми эпейрогеническими движениями с преобладанием относительно слабых, дифференцированных сводовых и глыбово-сводовых поднятий. В отдельных зонах наблюдается относительно резкая нарушенность пород новейшими движениями, вплоть до надвигов небольших блоков палеозойских пород на палеогеновые отложения.

В области Предуральского прогиба и восточной окраины Русской платформы все это время существовал континентальный режим

4. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В формировании современного рельефа отдельных орографических областей рассматриваемой территории основное значение имели различные факторы.

Для области горноскладчатого Урала это геолого-структурные и в меньшей мере климатические факторы, в связи с чем общий рельеф данной области в целом относится преимущественно к структурно-литоморфному типу. Для него характерна приуроченность высоких ярусов горного рельефа, во-первых, к положительным геологическим структурам и, во-вторых — к породам преимущественно допалеозойского и палеозойского возраста, в составе которых широкое развитие имеют мощные толщи плотных кварцитов и метаморфических кварцитовых сланцев, а также изверженные породы Так, например, хр Урал-тау в целом представляет собой сложное, меридионально вытянутое антиклинальное поднятие, в ядре которого выходят устойчивые против выветривания древние метаморфические толщи

Более низкие ярусы горного рельефа, представляющие склоны горных хребтов и некоторые высокие межгорные депрессии, приурочены к менее устойчивым против выветривания породам· конгломератам, песчаникам, сланцам, эффузивам и т п В структурном отношении это преимущественно крылья складчатых систем, в пределах которых складчатость более высоких порядков приводит к разнообразию мелких форм рельефа, причем в формировании их большое значение имеют и процессы эрозии

Наконец, наиболее глубокие межгорные депрессии меридионального простирания, как правило, приурочены к основным синклинальным структурам, с развитием в ядрах преимущественно наиболее неустойчивых против выветривания карбонатных пород и глинистых сланцев К таковым, например, относятся Нижне-Сергинская синклиналь, сложенная карбонатными породами силура и девона, и особенно характерная Прибельская депрессия, приуроченная к Зилаирскому синклинорию (уже за пределами рассматриваемой территории), сложенная комплексом терригенно-карбонатных образований палеозоя, и ряд других

Большое значение в формировании рельефа имеет ундуляция шарниров основных складчатых структур Урала, проявляющаяся в различных планах В плане всего горного сооружения ундуляция обусловливает выделение среднегорных типов рельефа Северного и Южного Урала с отметками хребтов и вершин более 1000 *м* и низкогорного рельефа Среднего Урала со средними высотами порядка 300—400 *м* В плане отдельных горных хребтов и структур ундуляция шарниров обусловливает чередование хребтовых возвышенностей и поперечных понижений Так, высокие и наиболее высокие вершины меридиональ-

ных хребтов Урала преимущественно совпадают с брахиантиклинальными формами общих меридионально вытянутых антиклинальных структур. В меньшей степени высокие вершины совпадают с крупными интрузиями главным образом основных пород Характерно, что поскольку интрузии связаны с региональными разломами, ограничивающими основные структуры, указанные выше вершины, совпадающие с интрузиями, как правило, располагаются вне основных горных хребтов, образуя отдельные возвышенные узлы в основном изометричной формы

При общей меридиональной вытянутости уральской горной системы и подавляющей части хребтов, отчетливо выраженных на значительных расстояниях, на Урале встречаются отклонения направлений отдельных хребтов к косоширотному и даже почти широтному (хребты Уй-Таш, Каратау) По данным М И Гараня, такие отклонения обусловливаются не только изменением направлений осей складок, а также и их ундуляцией, вследствие которой особенно устойчивые к выветриванию и размыву горные породы местами образуют полосы почти широтного простирания, резко выступающие в рельефе и образующие форму хребтов

С глубокими опусканиями шарниров основных антиклинальных складчатых структур совпадают широкие поперечные понижения, разделяющие меридионально вытянутые хребты на более или менее крупные отрезки, часто получающие самостоятельные наименования Так, наиболее восточный хребет Уральской геосинклинали на Южном Урале известен под наименованием Уралтау, следующий к северу отрезок именуется Уральским хребтом, еще севернее располагаются хребты Хоза-Тумп и Поясовый Камень Разделены эти хребты поперечными понижениями, в пределах которых развит горноостанцовыи или даже выровненный останцово-увалистый рельеф, в котором осевая часть складчатой структуры орографически не выражается или прослеживается в виде цепочки небольших холмообразных возвышенностей Наиболее резким является косоширотное понижение на Южном Урале, отделяющее хр. Уралтау от южного окончания Уральскои геосинклинали Мугоджарских гор, имеющее почти равнинный денудационный рельеф, отвечающий орографическому району пенеплена восточного склона Урала Центральная часть этого понижения осложнена тектоническим поднятием, в результате которого образовался Урало-Тобольский водораздел

Сочетание всех описанных выше особенностей создало на Урале своеобразные условия, когда осевая линия этои горной системы, соответствующая наиболее высоким хребтам, не везде совпадает с главным водоразделом, определяющим основные направления стока При асимметричном в целом строении уральской горной системы главный водораздел ее преимущественно проходит по восточным хребтам, а в южной части — по Урало-Тобольскому водоразделу, восточнее орографически выраженных хребтов Высокие же горные хребты осевой линии совпадают с водоразделами, т е являются восточными, только в северной части системы. Южнее они отходят от линии главного водораздела к западу и уже на Среднем Урале занимают центральное положение На Южном Урале наиболее высокими являются западные хребты, представляющие здесь местный водораздел между бассейнами рек Камы и Урала, тогда как главный водораздел распределяет сток между бассейнами рек Урала и Тобола

Область Русской равнины длительное время находилась в платформенных условиях развития и характеризуется почти горизонтальным залеганием различных литологических разновидностей В числе

последних отмечаются более или менее устойчивые к выветриванию породы (карбонатные разности, песчаники и др.) и очень слабые породы (мергели, аргиллиты и др.). В связи с этим в континентальных условиях и почти горизонтальном залегании породы первого типа при расчленении речной сетью обусловливали столовый характер междуречных пространств, изрезанных долинами с относительно крутыми склонами. На площадях развития второго типа пород образовывались выпуклые междуречные пространства, постепенно переходящие в очень пологие склоны долин. Таким образом, в этой области, кроме геологического строения, основным фактором формирования рельефа являлся поверхностный сток, связанный с климатическими условиями, и рельеф области в целом относится к столово-эрозионному типу.

Область Западно-Сибирской низменности, имеющая также равнинный характер, в послепалеогеновый период то представляла прибрежную часть суши, то мелководную часть огромного Западно-Сибирского бассейна. Поэтому формирование рельефа происходило здесь под влиянием периодического накопления и размыва в основном рыхлых осадков, и в целом рельеф относится к аккумулятивному типу.

Часть вторая

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В пределах рассматриваемой территории располагаются части трех крупных структурно-геологических и геоморфологических регионов: восточной окраины Русской платформы, горноскладчатого Урала и Западно-Сибирской низменности. В каждом из этих регионов в процессе их исторического развития сложились гидрогеологические системы, являющиеся в свою очередь частями крупных гидрогеологических структур, выделяемых в общем гидрогеологическом районировании территории страны.

Западная, предуральская, часть рассматриваемой территории входит в систему русских артезианских бассейнов и принадлежит восточной окраине Восточно-Русского артезианского бассейна, отмеченного на схеме районирования (рис. 7) индексом «I». Центральная (горноскладчатая) часть территории составляет Уральскую систему бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости (II), представляющую собой часть более крупной Урало-Тиманской системы бассейнов. Восточная (зауральская) часть территории является западной окраиной Западно-Сибирского артезианского бассейна (III).

Для восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна характерны платформенные условия формирования подземных вод в мощной (более 2000 *м*) осадочной толще палеозоя, залегающей со слабым наклоном на запад. Водоносные горизонты и их комплексы имеют здесь этажное расположение и отделяются друг от друга водоупорными толщами. Для всего артезианского бассейна характерна четкая вертикальная гидрохимическая зональность, не связанная с климатическими поясами и выражающаяся в изменении с глубиной химического состава и минерализации подземных вод. По условиям взаимосвязи водоносных горизонтов и их комплексов с поверхностью в пределах бассейна можно выделить две гидродинамические зоны: верхнюю, в которую входят все горизонты и комплексы пермских отложений, в той или иной мере связанные с поверхностью, и нижнюю, включающую все более древние горизонты и комплексы, которые практически утратили связь с поверхностью и характеризуются застойным режимом.

Пологие геологические структуры Восточно-Русского артезианского бассейна существенно не отражаются на гидрогеологических условиях нижней гидродинамической зоны, которая поэтому для всего бассейна представляется единой. Водоносные горизонты здесь имеют региональное распространение, а минерализация подземных вод преимущественно рассольная. Что же касается верхней гидродинамической зоны, то эти структуры оказывают существенное влияние на гидрогеологические условия, что позволяет выделить три бассейна вто-

рого порядка: восточная окраина Волго-Камского артезианского бассейна (I_1), Предуральский артезианский бассейн (I_2) и раскрытый бассейн трещинно-карстовых вод Пермско-Башкирского свода (I_3).

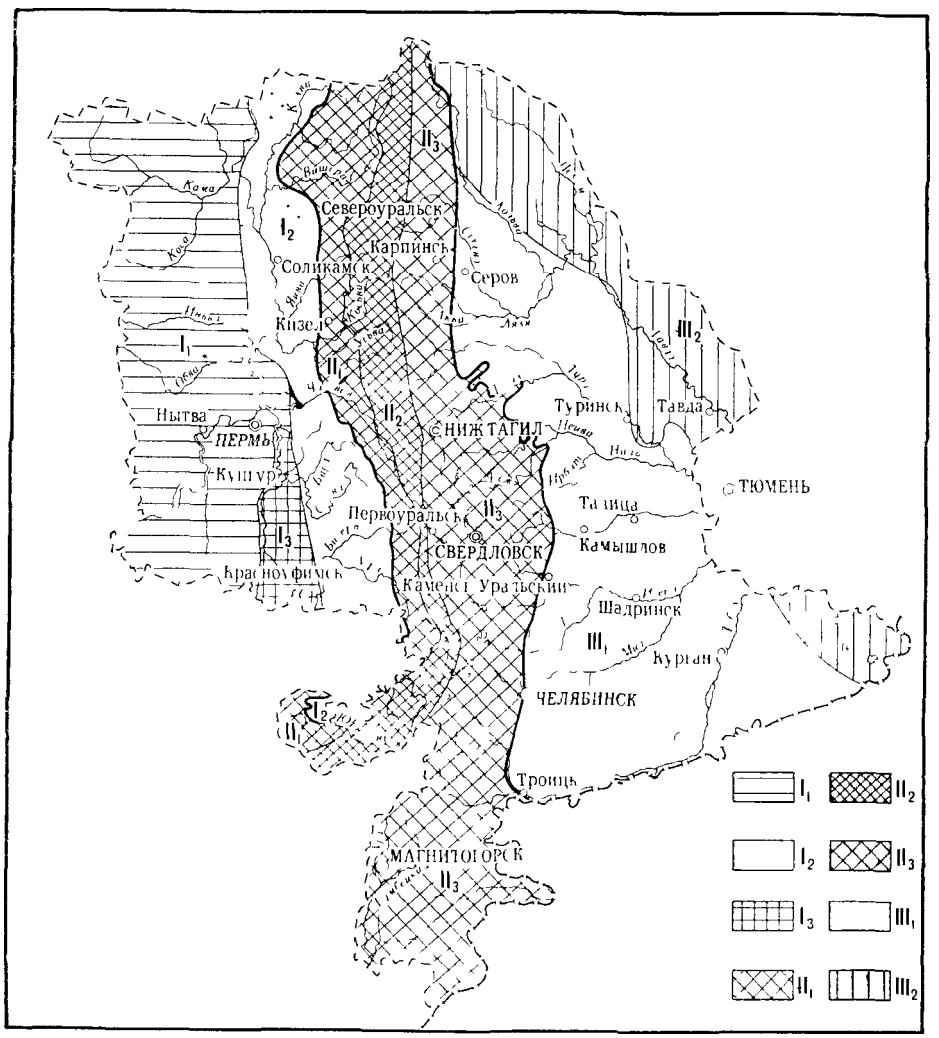


Рис. 7. Схема гидрогеологического районирования.
Составили В. И. Антипин, А. С. Веретенникова, В. Ф. Прейс

Бассейны первого порядка, выделенные на схеме гидрогеологического районирования СССР *I* — восточная окраина Восточно-Русского артезианского бассейна; *II* — Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости, *III* — Западная окраина Западно-Сибирского артезианского бассейна. Бассейны второго порядка: I_1 — восточная окраина Волго-Камского артезианского бассейна, I_2 — Предуральский артезианский бассейн, I_3 — раскрытый бассейн трещинно-карстовых вод Пермско-Башкирского свода; II_1 — бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах верхнего и среднего палеозоя Западно-Уральской зоны складчатости; II_2 — бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия, II_3 — бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах среднего и нижнего палеозоя восточного склона Урала, III_1 — Тобольский артезианский бассейн; III_2 — часть Западно-Сибирского артезианского бассейна в пределах Ханты-Мансийской впадины

Особенностью Волго-Камского артезианского бассейна в верхней гидродинамической зоне является развитие наиболее полного гидростратиграфического разреза пермских отложений, начиная от водоносного комплекса отложений татарского и кончая ассельско-сакмарским ярусом. Все водоносные горизонты и комплексы достаточно четко ограничены водоупорными толщами и сравнительно выдержаны по пло-

щади всего бассейна. В области их выходов на поверхность они содержат пресные воды, по мере погружения горизонтов на запад минерализация постепенно возрастает до рассолов.

Предуральский артезианский бассейн в отличие от предыдущего *в верхней гидродинамической зоне сложен главным образом нижнепермскими* фациально неустойчивыми осадками и содержит сложную систему водоносных пластов и линз среди водоупорных толщ, в той или иной мере гидравлически связанных между собой. Вследствие этого водоносные горизонты и комплексы не имеют регионального развития, и в отдельных частях бассейна водоносность стратиграфических горизонтов различна. В литологическом составе слагающих бассейн толщ большое место занимают галогенные отложения, оказывающие влияние на формирование химического состава и минерализацию подземных вод. Здесь даже на относительно небольших глубинах нередко встречаются рассольные воды.

В раскрытом бассейне Пермско-Башкирского свода на поверхность выведены кунгуро-артинские гипс-ангидритовые и карбонатные осадки, которые характеризуются значительной закарстованностью. В связи с этим здесь имеет место интенсивный водообмен и подземные воды обычно пресные или с несколько повышенной минерализацией.

Распространение подземных вод зон трещиноватости в уральской системе бассейнов имеет черты, типичные для регионов геосинклинального развития. В процессе длительной геологической истории развития первоначально нормальные осадочные породы неоднократно подвергались интенсивному воздействию орогенических движений, смяты в складчатые структуры, претерпели метаморфизм, а на восточном склоне Урала дополнительно изменены вулканической деятельностью. Первичные коллекторские свойства пород, сформировавшиеся в результате процессов литификации морских и континентальных осадков, были полностью утрачены и возникли вновь лишь в верхних горизонтах земной коры, под воздействием процессов выветривания и позднейших тектонических движений в виде зон трещиноватости, которые можно разделить на два вида. Первый вид представляет собой региональную зону *трещиноватости пород, развитую с поверхности и образовавшуюся* в основном под воздействием процессов физико-механического и химического выветривания. Мощность этой региональной зоны зависит главным образом от литологического состава и составляет от 30—50 *м* для интрузивных пород до 100 *м*, редко более, для карбонатных пород. Второй вид представляет зоны линейного характера, связанные с трещиноватостью, возникшей при дизъюнктивных нарушениях, и с глубоким выветриванием пород в зонах несогласных контактов и контактов разнородных пород, а также на площади жильных внедрений и других ослабленных участков. Мощность таких линейных зон трещиноватости достигает 150—200 *м*, иногда более.

В связи с этим подземные воды на Урале приурочены исключительно к зонам трещиноватости, а водообильность зависит от степени трещиноватости. При этом, как правило, наиболее водообильны линейные зоны, а водообильность региональной зоны трещиноватости *пониженная (за исключением карбонатных пород); на возвышенных* же участках нередко отмечается практическая безводность пород независимо от их литологического состава. Подземные воды зон трещиноватости обычно гидравлически взаимосвязаны и имеют безнапорный характер, а по геоморфологическим и структурно-фациальным условиям образуют небольшие бассейны с интенсивным водообменом, что предопределяет развитие ультрапресных и пресных вод. Вертикальная

гидрохимическая зональность на Урале отсутствует, а по площади проявляется в соответствии со сменой климатических и ландшафтных зон, а также литологического состава водовмещающих пород

Орогеническими процессами, происходившими в Уральской геосинклинали, на поверхность были выведены различные структурные этажи, что обусловило выделение крупных структурно-фациальных зон, описанных в главе III В пределах этих зон при сохранении основных принципиальных особенностей гидрогеологии имеют место различия в характере накопления, циркуляции и стока подземных вод, что позволяет выделить следующие системы бассейнов зон трещиноватости второго порядка а) бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах верхнего и среднего палеозоя Западно-Уральской зоны складчатости (II_1), б) бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия (II_2), в) бассейны грунтовых вод зон трещиноватости в породах среднего и нижнего палеозоя восточного склона Урала (II_3)

Бассейны грунтовых вод Западно-Уральской зоны складчатости, обладая типичными чертами областей геосинклинального развития, частично еще сохранили отдельные элементы платформенных условий Наряду с преобладающим распространением подземных вод зон трещиноватости здесь местами отмечается этажное расположение водоносных толщ, разделенных стратиграфически выдержанными водоупорными горизонтами Эта особенность связана с меньшей напряженностью складчатости по сравнению с другими частями Урала, вследствие чего здесь развиты преимущественно простые крупные складчатые формы, а метаморфизм пород почти отсутствует Лишь по восточной окраине зоны на границе с Центрально-Уральским поднятием складчатость более мелкая и нередко изоклинальная Второй особенностью Западно-Уральской зоны складчатости является преобладание в литологическом составе пород карбонатных толщ, с которыми связаны наиболее водообильные на Урале трещинно-карстовые воды

Бассейны грунтовых вод зон трещиноватости Центрально-Уральского поднятия приурочены к водораздельной полосе горного Урала Древние глубокометаморфизованные породы, слагающие горные хребты, устойчивы к процессам выветривания и на их склонах образовалась маломощная трещинная зона В то же время большие уклоны предопределяют быстрый поверхностный и подземный сток, в связи с чем условия питания подземных вод значительно ухудшаются, и на большей части территории подземные воды имеют сезонный характер Более благоприятные условия накопления подземных вод наблюдаются лишь в межгорных долинах, особенно сложенных карбонатными породами Эти черты и заставляют выделить Центрально-Уральское поднятие в самостоятельный гидрогеологический район

Бассейны грунтовых вод восточного склона Урала характеризуются исключительно сложным геологическим строением, высокой степенью метаморфизации пород и соответственно сложными условиями распределения, циркуляции и стока подземных вод Длительный континентальный период, который переживает Урал с момента своего возникновения как горноскладчатого сооружения, на восточном склоне привел к образованию равнинного рельефа, что обусловило небольшие уклоны и замедленный поверхностный и подземный сток В связи с этим на большей части территории восточного склона Урала сохранилась сравнительно мощная рыхлая кора выветривания, с одной стороны замедляющая инфильтрацию атмосферных осадков, а с другой способствующая выравниванию инфильтрации, поскольку в породах коры выветривания образуются периодические скопления грунтовых

вод. Развитие коры выветривания обусловило также значительно бóльшую кольматацию трещин зоны регионального выветривания по сравнению с другими районами горноскладчатого Урала и развитие ее на меньшую глубину.

Наряду с этим особенностью восточного склона Урала является широкое развитие интрузивных пород в виде массивов различных размеров, занимающих до 30% всей площади, зона регионального выветривания которых характеризуется небольшой глубиной и небольшой степенью трещиноватости. Все это в конечном итоге предопределило на восточном склоне Урала исключительное гидрогеологическое значение линейных зон повышенной трещиноватости, образовавшихся под влиянием послегерцинских и особенно новейших тектонических движений.

Западная окраина Западно-Сибирского артезианского бассейна по гидрогеологическим условиям представляет собой ярусную структуру. Верхний ярус сложен преимущественно горизонтально лежащими нормальными осадками верхнего мезозоя и палеогена и отражает платформенные условия формирования гидравлической системы бассейна с этажным расположением водоносных горизонтов и комплексов, развитых на значительной площади. Нижний ярус, образующий фундамент бассейна, по характеру геологического строения аналогичен восточному склону Урала и сложен дислоцированными палеозойскими и нижнемезозойскими породами, представляя восточную погребенную часть Уральской геосинклинали. Условия водоносности здесь носят черты, свойственные геосинклинальным областям, на которые накладывается влияние платформенного покрова, затрудняющего водообмен и обусловливающего общую для бассейна вертикальную и горизонтальную гидрохимическую и гидродинамическую зональность.

Складчатые структуры фундамента в покровной толще осадков непосредственно не проявляются, но они играли основную роль в формировании рельефа фундамента. Последний же совместно с новейшими тектоническими движениями предопределил изменчивость фациальных условий накопления осадков и образование системы этажно расположенных водоносных горизонтов и комплексов.

В структурном плане Западно-Сибирской низменности ее западная окраина или собственно приуральская часть выделяется значительно более высоким гипсометрическим положением фундамента по сравнению с внутренними частями платформы. На протяжении верхнего мезозоя и палеогена здесь господствовал прибрежно-морской режим, что с учетом влияния рельефа фундамента привело к образованию гидрогеологических условий, отличающихся от остальной территории бассейна и позволяющих выделить здесь Тобольский артезианский бассейн второго порядка (III_1).

Эти отличия состоят в следующем. В пределах основной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, гидрогеологические условия которого освещены в XVI томе монографии, породы олигоцена, миоцена и антропогена составляют единый водоносный комплекс. В Тобольском бассейне олигоцен-миоценовая песчаная толща сохранилась от размыва лишь на плоских водораздельных пространствах и полностью прорезана речной сетью, долины которой значительно врезаны в чеганские глины. Поэтому аллювиальные водоносные отложения антропогена лежат здесь гипсометрически ниже подошвы олигоцен-миоценовых песков и не имеют с ними гидравлической связи. Мощная толща турон-олигоценовых глинистых осадков на основной площади Западно-Сибирского артезианского бассейна представляет региональный водоупор. В Тобольском бассейне она включает ряд во-

доносных горизонтов, имеющих большое практическое значение (водоносный горизонт отложений серовской и талицкой свит палеогена, водоносные комплексы морских и континентальных отложений верхнего мела). Гидрогеологический комплекс морских осадков баррема, готерива и валанжина, развитый в основной части Западно-Сибирского бассейна, в Тобольском бассейне отсутствует. Наконец, в Тобольском бассейне осадки юры развиты лишь в континентальной фации и не имеют сплошного распространения, а выполняют глубокие эрозионно-структурные впадины.

В Тобольском артезианском бассейне, в западной его части, на поверхность или под покровные отложения небольшой мощности выходят породы фундамента, в связи с чем заключенные в них воды имеют хороший водообмен, и лишь по мере погружения фундамента на восток эта связь с поверхностью постепенно утрачивается.

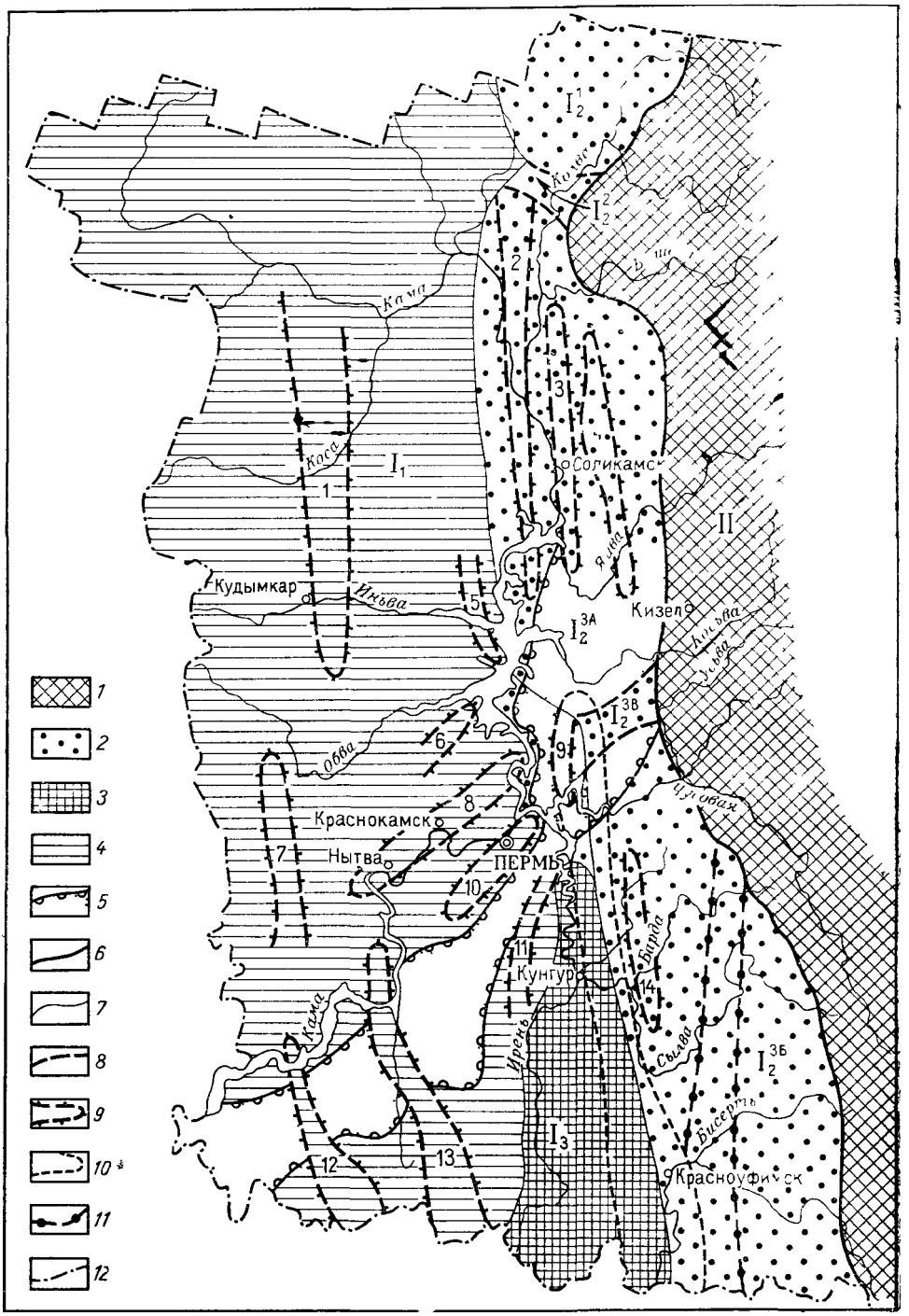
Самые восточные и особенно северо-восточные части описываемой территории, характеризующиеся глубоким погружением фундамента, имеют гидрогеологические условия, типичные для Западно-Сибирского артезианского бассейна или незначительно отличающиеся от них. В структурном плане эти части относятся в основном к Ханты-Мансийской впадине, вследствие чего в гидрогеологическом районировании выделена часть Западно-Сибирского артезианского бассейна в пределах этой впадины (III_2), условно названная Ханты-Мансийским артезианским бассейном.

I. Восточная окраина Восточно-Русского артезианского бассейна

Восточная окраина Восточно-Русского артезианского бассейна сложена мощной толщей разнообразных осадочных пород среднего и верхнего палеозоя, залегающих со слабым уклоном на запад. По литологическому составу и условиям водоносности она неоднородна (рис. 8). Для одних стратиграфических горизонтов характерна большая пестрота в литологическом составе с частым замещением водоносных пород безводными как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. В других — отмечается чередование в разрезе водоносных и безводных пластов, нередко также невыдержанных по простиранию, но в целом для стратиграфического подразделения обладающих однотипными чертами водоносности. Такие стратиграфические толщи объединяются в водоносные комплексы. Ряд стратиграфических горизонтов обладает сравнительно устойчивым литологическим составом и одинаковой водоносностью. Подземные воды образуют в них единую гидравлическую систему. Такие толщи выделяются как водоносные горизонты.

Нередко на отдельных участках водоносных горизонтов и комплексов вследствие фациальных изменений или под воздействием процессов выветривания водоносные отложения замещаются безводными. Среди них водоносные породы встречаются в виде отдельных, гидравлически не связанных линз и прослоев, без видимой закономерности в их размещении. Воды таких участков имеют спорадическое распространение, выделяются на гидрогеологической карте и соответствующих схемах в тексте. Спорадический характер подземные воды имеют также и в водоносных горизонтах в случаях дренирования их речной сетью или нижележащими водоносными отложениями и сохранились лишь местами над водоупорными прослоями.

Отмеченные понятия легли в основу гидрогеологического расчленения стратиграфического разреза платформенных бассейнов. В пре-


I2
I2
Кама
Кама
Кама

делах восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна выделены следующие водоносные комплексы: 1) аллювиальных речных отложений; 2) в отложениях татарского яруса; 3) казанского яруса (белебеевская свита); 4) верхнеуфимского подъяруса (шешминская свита); 5) иренской свиты; 6) кунгурского яруса (поповская, кошелевская и лёкская свиты); 7) ассельско-артинского и артинского ярусов (чигишанская, копысовская, белокатайская, бисертская и уфимская свиты); 8) визейского яруса; 9) турнейского яруса; 10) кембрия — нижнего девона (бавлинская свита) и водоносные горизонты: 1) отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита); 2) артинского — кунгурского ярусов; 3) среднего — верхнего карбона (мячковский и подольский горизонты); 4) среднего карбона (каширский и верейский горизонты); 5) башкирского яруса; 6) визе-намюрского яруса (окский, серпуховский и тульский горизонты); 7) визейского яруса; 8) карбонатных отложений верхнего девона; 9) терригенных отложений верхнего девона; 10) карбонатно-терригенных отложений среднего девона: Воды спорадического распространения встречаются среди водоносных горизонтов и комплексов: 1) четвертичных озерно-болотных и флювиогляциальных отложений; 2) отложений татарского яруса; 3) нижнеуфимского подъяруса; 4) иренской свиты. Положение выделенных водоносных горизонтов и комплексов в стратиграфическом разрезе артезианского бассейна и их взаимоотношение показано на геолого-гидрогеологическом разрезе (рис. 9, см. вкл.).

В условиях выделенных артезианских бассейнов второго порядка стратиграфические водоносные горизонты и их комплексы верхней гидродинамической зоны, охватывающей полностью толщу пермских осадков, оказываются приуроченными либо к определенным структурам (татарские, шешминские и белебеевские водоносные комплексы Волго-Камского артезианского бассейна), либо резко изменяют свой литологический состав и условия водоносности при расположении в различных структурах и в этом случае образуют совершенно новые водоносные или водоупорные горизонты и комплексы (соликамский, иренский и артинско-кунгурский горизонты). Эта особенность позволяет одновременно с характеристикой выделенных водоносных горизонтов и комплексов осветить гидрогеологию структуры в целом. Некоторая экстерриториальность наблюдается лишь среди четвертичных отложений, образование и водоносность которых непосредственно не связана с геологическими структурами Восточно-Русского артезианского бассейна. Мелкие структурные формы — валы и депрессии,— не нарушая принципиальных гидрогеологических закономерностей, оказывают существенное влияние на водоносность пород. В сводовых частях валов верхней гидродинамической зоны, как правило, наблюдается более интенсивная трещиноватость и водоносность пород. К ним приурочиваются выходы наиболее крупных источников и водообильные скважины. Нередко с этими структурами связаны крупные разломы, проникающие на большую глубину и нарушающие целостность водоупоров, что вызывает подъем высокоминерализованных хлоридных и сульфатных вод глубоких горизонтов. Местоположение этих структур, на которые делаются ссылки при дальнейшем описании, показано на рис. 9.

структурами первого порядка *7* — граница между структурами второго порядка, *8* — граница между структурами третьего и более высоких порядков *9* — валообразные поднятия Кудымкарский (1), Камско-Вишерский (2) Березниковский (3), Игумский (4), Майкорский (5) Васильевский (6), Очерский (7), Краснокамско-Полазненский (8) Камеложский (9), Лобановский (10) Веслянский (11) Куединский (12) Чериушинский (13), Тулубасско-Тисовский (14), *10* — зона развития артинских рифов, *11* — зона развития сакмаро ассельских рифов, *12* — граница Пермской области

1. Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений — alQ

Наибольшее распространение аллювиальные отложения имеют в северо-западных районах Пермской области, где они слагают широкие (до 10 *км* и более) речные долины. Аллювиальные отложения нешироких речных долин на карте не показаны, хотя водоносность некоторых из них изучена достаточно хорошо.

Аллювий представлен гравием, галькой, песком, суглинком, глиной. Мощность аллювиальных отложений достигает 10—15 *м*, а в переуглубленных участках долин до 60 *м*. Подобные участки установлены в долине р. Камы у городов Соликамска и Березников. Воды аллювиальных отложений имеют свободное зеркало и лишь местами создается незначительный местный напор, распространяющийся на участок долины, ограниченный площадью водоупорной линзы. Глубина залегания колеблется от 0,3 до 15—20 *м*. В крупных долинах рек она обычно 5—7 *м*, а в мелких 3—5 *м*. Фильтрационные свойства аллювия зависят от гранулометрического состава. По данным А. В. Рабиновича (1938 г.), в аллювии рек Камы, Косы, Уролки коэффициент фильтрации для песков составляет 0,02—3,72 *м/сутки*, для гравийно-галечных толщ он достигает местами 28,5 *м/сутки* (Д. П. Прочухан, 1947 г.). Для нижнего течения Камы характерны наиболее высокие значения коэффициента фильтрации: для суглинков и супесей 0,1—0,8 *м/сутки*, для песков 0,4—97 *м/сутки* и для галечников 45—208 *м/сутки* (Ковалевский, 1959). Водоносность аллювия меняется даже в пределах одной террасы. Дебиты скважин варьируют от 0,4 до 8 *л/сек*, дебиты источников от 0,3 до 0,5 *л/сек*, реже 1,5—2,0 *л/сек*, и иногда составляют 6 *л/сек*. Дебиты колодцев 0,05—0,8 *л/сек*; дебиты групповых водозаборов от 200 до 2160 $м^3$*/сутки*.

Грунтовые воды аллювиальных отложений отличаются значительными колебаниями минерализации (0,1—3,0 *г/л*) и разнообразным составом. Однако при всем многообразии преобладающее значение имеют гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды с минерализацией в пределах 0,1—0,5 *г/л*, чаще 0,3—0,4 *г/л*. Наиболее типичны воды состава

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,70\ SO_4\,20\ Cl\,10}{Ca\,60\ Mg\,30\ (Na+K)\,10}.$$

В местах подтока минерализованных вод глубоких горизонтов повышается минерализация и появляются сульфатные кальциевые и даже хлоридные натриевые воды. Такие участки установлены в долине р. Камы в районе городов Краснокамска и Перми, где подъем минерализованных глубоких вод происходит по трещинным зонам, связанным с Краснокамско-Полазненским валом, в районе Березников и Соликамска, Шумковского месторождения каменной соли в долинах рек Бардыма, Рассохи, Лека, Асовки, Бол. Кумины, а также в долине р. Яйвы в районе поселков Романово, Усть-Игум.

2. Воды спорадического распространения в четвертичных аллювиально-озерных и флювиогляциальных отложениях — lalQ+fglQ

Четвертичные озерно-болотные отложения не имеют широкого распространения, а в северных районах их воды гидравлически тесно связаны с водами флювиогляциальных отложений. Последние широко распространены в северных районах Пермской области. Мощность от-

ложений колеблется от 1—2 *м* до нескольких десятков метров. В силу неустойчивого литологического состава и мощности флювиогляциальные отложения отличаются сложным характером обводненности. На водоразделах они обводнены спорадически. В речных долинах в большинстве случаев содержат грунтовые воды местами со слабым напором.

Водосодержащими являются разнозернистые пески, галька, гравий с валунами; водоупорами служат глины или коренные отложения. Мощность водонасыщенной части обычно не превышает 1—1,5 *м*.

Глубина залегания водосодержащих слоев обычно не более 4 *м*, лишь в долинах местами достигает нескольких десятков метров. Так, в районе д. Канава воды вскрыты на глубине 43 *м*; в устье р. Тимшера — 24 *м*; в районе д. Сумы на глубине 27,4 *м*. В подобных случаях воды имеют напор, что связано с линзовидным характером водоносных и водоупорных толщ. Коэффициент фильтрации песчано-гравийно-галечных отложений колеблется от 1,0 до 9,0 *м/сутки*. Удельный дебит скважин в песках и галечниках по данным Вишерской геологоразведочной партии может достигать 0,72—1,04 *л/сек*.

Воды флювиогляциальных отложений характеризуются в основном гидрокарбонатным кальциевым составом с минерализацией 0,2—0,4 *г/л*. Наиболее типичный их состав может быть выражен формулой

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\ 30\ SO_4\ 10\ Cl\ 10}{Ca\ 70\ (Na+K)\ 15\ Mg\ 10}.$$

При использовании для водоснабжения следует учитывать легкую загрязняемость подземных вод и возможность подтока глубинных рассолов.

3. Водоносный комплекс нерасчлененных мезозойских отложений — Mz

Мезозойские отложения развиты в виде небольших участков на самых западных окраинах Пермской области. Они представлены песчаниками, глинами с линзами и прослоями конгломератов и известняков.

Сведения о подземных водах мезозойских отложений на территории Пермской области отсутствуют, а площадь их распространения невелика, поэтому характеристика этого водоносного комплекса не приводится.

4. Водоносный комплекс отложений татарского яруса — P_2t

Названный водоносный комплекс выходит на поверхность в западной части Предуралья (рис. 10). На севере он занимает небольшие площади на левобережье р. Камы у пос. Усть-Мый и водоразделе рек Камы, Косы и Лолога. Далее к югу он прослеживается широкой меридиональной полосой в бассейнах Косы, среднего течения Иньвы и Обвы. К западу водоносный комплекс татарских отложений погружается и перекрыт мезозойскими отложениями. Единичными скважинами он вскрыт под мощным чехлом флювиогляциальных отложений на северо-западе территории в бассейне р. Тимшера.

Татарский ярус представлен красноцветной песчано-глинистой толщей, в которой преобладают глины, алевролиты и песчаники. Подчиненное значение имеют линзы и прослои конгломератов, мергелей, глинистых известняков. Характерна невыдержанность пород и заме-

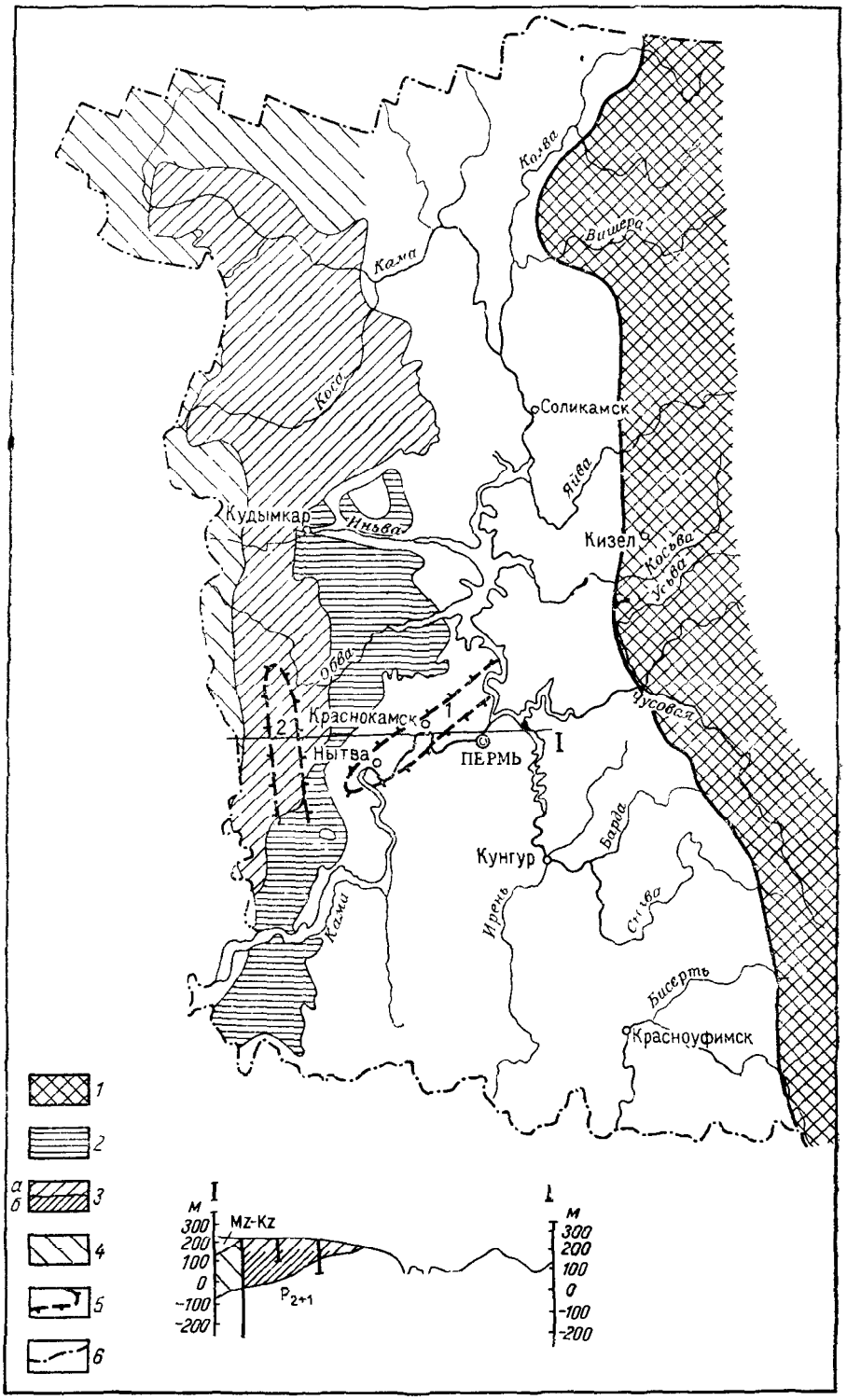


Рис. 10. Схема распространения водоносного комплекса отложений татарского яруса P_2t. Составил Л. А. Шимановский

1 — район распространения грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала; *2* — район пресных гидрокарбонатных кальциевых вод спорадического распространения в породах татарского

щение их как по разрезу, так и по простиранию. Мощность татарского яруса увеличивается в западном и юго-западном направлениях, где достигает 300 *м*.

Водовмещающими являются песчаники, известняки алевролитовые, конгломераты, мергели. Водоупорными — глины и нетрещиноватые разности пород, литологически сходные с водоносными. Алевролиты водоносны только в верхней части разреза, так как с глубиной трещиноватость исчезает и они становятся водоупорными.

В татарских отложениях развиты разобщенные или связанные между собой водоносные слои с различной водообильностью, режимом и гидродинамическими условиями. Проследить отдельные горизонты и оконтурить площадь их распространения не представляется возможным, поэтому татарский ярус рассматривается как водоносный комплекс. В восточной части площади распространения татарского яруса в бассейне среднего течения рек Обвы и Иньвы, там, где он имеет небольшую мощность, породы обводнены спорадически.

В верхней, наиболее трещиноватой части разреза почти повсеместно развиты трещинно-грунтовые воды. Глубина их залегания зависит от степени расчлененности рельефа и колеблется от 1 до 36 *м*, при средней 8 *м*. Ниже в линзах водоносных пород циркулируют трещинно-пластовые воды. Они, как правило, обладают напором и дают восходящие источники. Глубина их залегания изменяется от 12 до 100 *м* и более, чаще от 30 до 60 *м*.

Мощность водонасыщенной части прослоев и линз для ненапорных вод обычно 1—3 *м*, редко до 5—6 *м*; для трещинно-пластовых напорных вод от 1—2 до 10—20 *м* и более.

Водообильность пород татарского комплекса неравномерная и зависит от литологии и степени трещиноватости пород. Эксплуатационный дебит скважин достигает 2—2,1 *л/сек*, однако удельные дебиты колеблются от 0,2 до 2,0 *л/сек*. Водообильные скважины обычно приурочены к тем трещинным зонам, где имеются наиболее крупные родники. По родникам хорошо видна роль литологии и трещиноватости в обводненности комплекса. В песчаниках характерный дебит родников составляет 1,5—3,5 *л/сек*, в алевролитах — 0,8—1,6 *л/сек*. Эти значения выведены на основании анализа более 600 замеров. В конгломератах, известняках и мергелях дебиты родников колеблются от 0,1 до 5,6 *л/сек*, однако характерные значения определить трудно, так как колебания очень резкие, а число замеров здесь менее 100.

В трещинных зонах дебит родников возрастает независимо от литологии водоносных пород. Так, наибольшие дебиты родников (около 40 *л/сек*) установлены и в песчаниках, и в алевролитах. Г. М. Михайловым (1963) выделено несколько участков повышенной водоносности, связанных с трещинными зонами. Крупные источники отмечены в деревнях Березово (40 *л/сек*), Пурги (18—20 *л/сек*), Рогали (суммарный дебит превышает 10 *л/сек*). В долине р. Сивы ниже с. Черновского дебит источников достигает 20 *л/сек*.

В зависимости от глубины вреза речных долин изменяется степень дренированности и водоносности татарских отложений. В восточных районах, где они полностью прорезаются речными долинами, отло-

яруса; *3* — район выхода водоносного комплекса на поверхность: *а* — воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, ненапорные, *б* — воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые, слабонапорные (см. разрез); *4* — район распространения водоносного комплекса в породах татарского яруса, перекрытого мощными мезо-кайнозойскими отложениями. Воды напорные, соленые, сульфатного и хлоридного состава; *5* — районы повышенной водообильности и подъема глубинных сульфатных и хлоридных соленых вод в пределах валов: 1 — Краснокамско-Полазнинского, 2 — Очерского; 6 — границы Пермской области

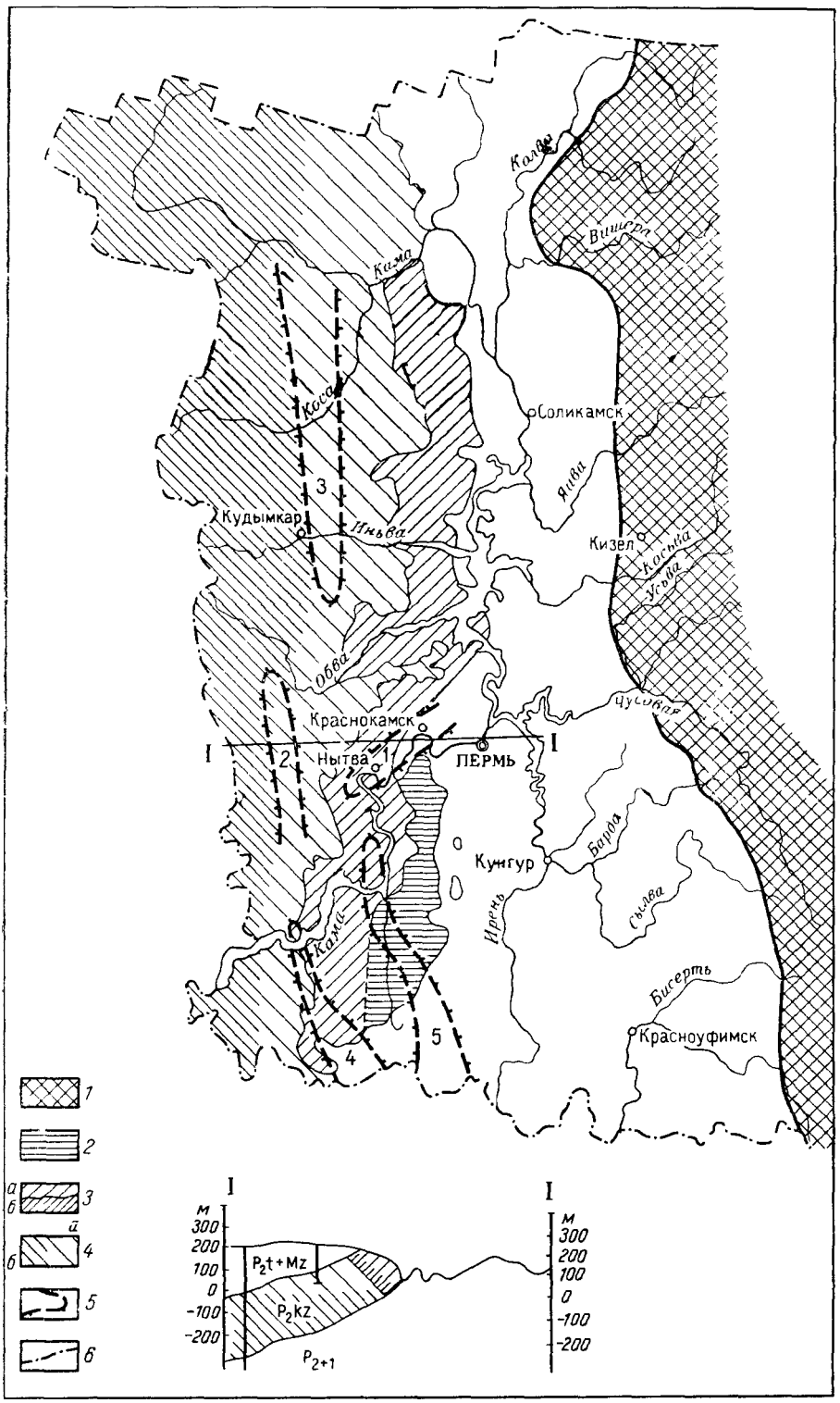


Рис. 11. Схема распространения водоносного комплекса отложений казанского яруса (белебеевская свита). Составил Л. А. Шимановский

1 — область распространения грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала; *2* — районы пресных гидрокарбонатных кальциевых вод спорадического распространения в отложениях беле-

жения татарского яруса содержат воды спорадического распространения.

Подземные воды водоносного комплекса татарских отложений гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией главным образом до 0,6 *г/л*. Наиболее типичный состав воды следующий:

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,80\ SO_4\,10\ Cl\,10}{Ca\,60\ Mg\,20\ (Na+K)\,20}.$$

Влияние литологии сказывается незначительно, так как породы промыты достаточно хорошо. Часть комплекса, расположенная ниже эрозионного вреза, отличается меньшей промытостью. Поэтому здесь в песчано-глинистых породах содержатся гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,1—0,6 *г/л*. В известняках и в известковистых песчаниках наблюдаются местами гидрокарбонатные магниевые воды. Иногда за счет подтока минерализованных вод более глубоких горизонтов встречаются и хлоридные натриевые воды с минерализацией более 1 *г/л*. Так, в долине р. Очера на глубине 88 *м* вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 1,7 *г/л*.

5. *Водоносный комплекс отложений казанского яруса (белебеевская свита) — P_2kz*

Водоносный комплекс белебеевской свиты прослеживается на поверхности меридиональной полосой шириною до 30—50 *км* (рис. 11). К западу белебеевский комплекс перекрывается породами татарского яруса, и его водоносность устанавливается только по скважинам.

Белебеевская свита, представляющая собой континентальный аналог казанского яруса, сложена невыдержанными чередующимися и замещающимися песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, глинистыми известняками и глинами. Общая мощность свиты от 100 до 223 *м*. Водоносными являются песчаники, конгломераты, известняки, трещиноватые алевролиты в верхней части разреза; водоупорными — глины, алевролиты и слабонарушенные пласты известняков.

Фациальная невыдержанность водоносных пород, замещение их водоупорами, приводят к безводности отдельных участков. Так, на междуречье Камы, Бабки и Мулянки песчаные водоносные прослои в верхней части разреза замещаются водоупорными глинами. Воды здесь вскрыты только на значительной глубине под толщей глин и отличаются высокой минерализацией и сульфатным составом. В силу такой изменчивости водоносности белебеевская свита рассматривается как водоносный комплекс.

Верхняя часть разреза характеризуется почти повсеместным распространением трещинно-грунтовых вод, за исключением тех участков, где на поверхности развиты водоупорные глины. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод колеблется от 0,2 до 32 *м* при средней и характерной глубине 5—10 *м*.

Ниже распространены трещинно-пластовые воды. Они вскрываются на глубинах от 25 до 130 *м* и более и приурочены к отдельным линзам

беевской свиты, *3* — район выхода водоносного комплекса на поверхность *а* — воды пресные гидрокарбонатные кальциевые, ненапорные, *б* — воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые, слабонапорные (на разрезе), *4* — район распространения водоносного комплекса, перекрытого татарскими и мезо-кайнозойскими отложениями Воды напорные *а* — сульфатные с минерализацией до 2 *г/л*, *б* — сульфатные и хлоридные с минерализацией более 2 *г/л*, *5* — районы повышенной водообильности и подъема глубинных сульфатных и хлоридных соленых вод в пределах валов Краснокамско Полазнинского (1), Очерского (2), Кудымкарского (3), Куединского (4) и Чернушинского (5), *6* — границы Пермской области

водоносных пород, залегающим среди глинистых отложений. Так, в д. Демино Кудымкарского района на глубинах 35—36, 63—66 и 76—86 *м* встречены водоносные известняки, разделенные слоями глин. Трещинно-пластовые воды, вскрытые эрозией, характеризуются отсутствием напора. С погружением комплекса в западном направлении появляется напор, увеличивающийся к центральной части Верхне-Камской впадины.

Белебеевский водоносный комплекс обладает различной водообильностью. Наиболее характерные дебиты родников из песчаников составляют 0,5—1,0 *л/сек*, а в трещинных зонах достигает 50 *л/сек*. Для алевролитов наиболее часты родники с дебитами 0,2—0,6 *л/сек*, в зонах нарушений до 25 *л/сек*. Родники из известняков имеют наиболее характерный дебит до 1—1,5 *л/сек*. Для конгломератов характерны родники с дебитами 1—3 *л/сек*. На юге водообильность конгломератов возрастает, а дебит родников достигает 20 *л/сек*, однако ограниченная площадь распространения уменьшает их гидрогеологическое значение. Эксплуатационные дебиты скважин колеблются от 0,8 до 8,2 *л/сек*. Удельные дебиты изменяются от 0,01—0,1 до 1—3 *л/сек*. Наибольшие удельные дебиты характерны для скважин, расположенных в пределах трещинных зон, приуроченных к сводам поднятий и местам резких перегибов пластов на крыльях структур. Особенно четко они проявляются в районе Краснокамско-Полазнинского вала, некоторых участках Куединского вала. Здесь характерны родники с дебитами до 12 *л/сек* и скважины с удельными дебитами до 2,5—3 *л/сек*. В районе городов Очера и Кудымкара имеются скважины с удельными дебитами 1,3—1,5 *л/сек*, что обусловлено наличием трещинных зон в сводах Очерского и Кудымкарского валов. Г. К. Михайлов (1963 г.) считает, что в трещинных зонах влияние литологии на водообильность пород резко снижается.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,1—0,5 *г/л*. Такие воды распространены повсеместно в хорошо промытой зоне дренирующего влияния речной сети. Их типовой состав выражается формулой

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,70\ SO_4\,20\ Cl\,10}{Ca\,60\ Mg\,25\ (Na+K)\,15}.$$

Ниже эрозионного вреза появляются гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,4—0,6 *г/л*. Состав их может быть представлен в следующем виде:

$$M_{0,6}\,\frac{HCO_3\,90\ SO_4\,6\ Cl\,4}{(Na+K)\,70\ Ca\,20\ Mg\,10}.$$

В пределах валов и поднятий наблюдаются случаи подъема рассолов глубоких горизонтов в первые от поверхности водоносные горизонты и комплексы. Так, в районе Куединского вала вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией более 10 *г/л* и значительным содержанием брома и йода в уфимских отложениях. На площади Краснокамско-Полазнинского вала рассолы казанских отложений содержат до 300 *мг/л* брома и 25 *мг/л* йода (Кротова, 1956). Подобные же воды зафиксированы в районе Чернушинского вала (Осинское поднятие) и Кудымкарского вала (г. Кудымкар), где они прослеживаются неширокой полосой.

В основном хороший состав и достаточный дебит подземных вод белебеевских отложений позволяет широко использовать их для питьевых и хозяйственных нужд.

6. Водоносный комплекс отложений верхнеуфимского подъяруса (шешминская свита) — P_2u^2

Основное распространение этот водоносный комплекс имеет в пределах Волго-Камского артезианского бассейна и частично заходит в Предуральский бассейн (рис. 12). Он выходит на поверхность меридиональной полосой изменчивой ширины, охватывающей на севере придолинные районы р. Камы, а в южной переходящей на левобережье. К западу, в пределах восточной окраины Русской платформы, шешминский водоносный комплекс погружается и развит повсеместно под более молодыми белебеевскими и татарскими отложениями.

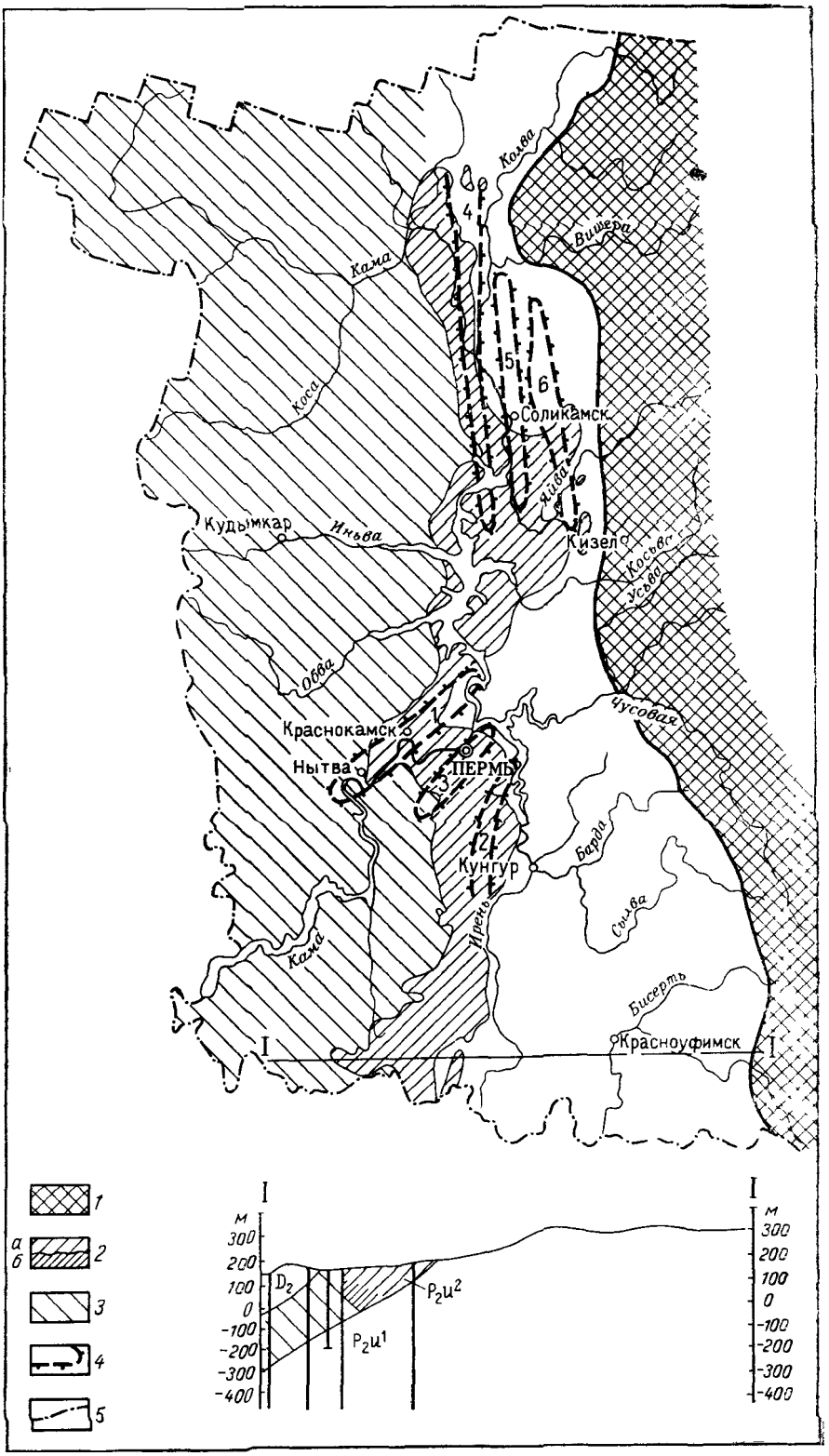
Шешминская свита представлена серыми, часто зеленоватыми или коричневатыми, мелко- и среднезернистыми, нередко косослоистыми полевошпатовыми песчаниками с карбонатным или глинисто-карбонатным цементом, алевролитами, красновато-бурыми глинами. Местами встречаются линзы мергелей, известняков и конгломератов. Соотношение между литологическими разностями пород на отдельных участках ввиду их линзовидного залегания различное, но в целом по данным В. П. Золотовой и Г. А. Петренева (1955 г.), объемные соотношения между породами шешминского горизонта следующие: песчаники — 45%, глины — 33%, алевролиты — 12%, остальные — 10%. Характерной чертой пород шешминского горизонта является их загипсованность. Гипс встречается в цементе и в виде прожилков или отдельных кристаллов в песчаниках, глинах, алевролитах. Общая мощность свиты 230—270 *м*.

Водоносны песчаники, алевролиты, мергели, реже известняки. Водоупорами являются глины и алевролиты, нетрещиноватые разности песчаников и известняков.

Фациальная изменчивость пород не позволяет выделить отдельные водоносные горизонты, поэтому шешминские отложения рассматриваются как водоносный комплекс с развитыми в нем трещинно-грунтовыми и трещинно-пластовыми водами. Исключение составляет район Верхне-Камского месторождения солей, в пределах которого выделяются две водоносные толщи: пестроцветная, в которой обводнены аргиллиты и алевролиты, и известково-песчаниковая.

В верхней части шешминского комплекса, не перекрытой казанскими отложениями, циркулируют трещинно-грунтовые воды. Глубина их залегания различна и колеблется от 1,0 до 25 *м*, чаще от 4 до 9 *м*. Трещинно-пластовые воды развиты в нижней части комплекса, не вскрываемого речными долинами, и в районах, где он перекрыт более молодыми отложениями. Глубина их залегания от 7 до 140 *м* в области выхода горизонта на поверхность и до 400—500 *м* в области, перекрытой татарскими и казанскими отложениями. Они обладают напором, возрастающим с погружением пород на запад к осевой части Волго-Камского бассейна. Мощность водонасыщенной части пород колеблется для трещинно-грунтовых вод от 0,5 до 5,8 *м*, для трещинно-пластовых — от 1,5 до 41 *м*.

Дебит родников из песчаников изменяется от 0,05 до 15,0 *л/сек* при наиболее характерной величине от 0,1 до 0,5 *л/сек*; из алевролитов от 0,1 до 2 *л/сек* при наиболее характерной величине от 0,1 до 0,3 *л/сек*. Родники, приуроченные к известнякам, имеют дебит от 0,1 до 3,6 *л/сек*. Дебит скважин, вскрывающих трещинно-грунтовые воды, измеряется десятыми долями литра в секунду. Эксплуатационные дебиты скважин, вскрывающих трещинно-пластовые воды, характеризуются значениями от 0,1 до 40 *л/сек*, причем наиболее характерны дебиты от 0,8 до 2,5 *л/сек*. Удельные дебиты скважин составляют 0,02—


Колва
Вишера
Кама
Коса
Соликамск
Чёрная
Кудымкар
Иньва
Кизел
Косьва
Усьва
Обва
Краснокамск
Нытва
ПЕРМЬ
Чусовая
Кунгур
Барда
Сылва
Ирень
Бисерть
Красноуфимск
I
I
м
300
200
100
0
-100
-200
-300
-400
D2
P2u2
P2u1
1
а
б
2
3
4
5

2,0 *л/сек*, наиболее же характерный удельный дебит в скважинах, вскрывающих трещинно-пластовые воды шешминского водоносного комплекса, 0,3—0,5 *л/сек*. Дебиты групповых водозаборов от 80 до 3600 *м³/сутки*.

Водообильность шешминского водоносного комплекса в пределах Предуральского прогиба может быть охарактеризована табл. 3.

Таблица 3

Результаты откачек из скважин, вскрывающих воды шешминского водоносного комплекса в Верхне-Камском месторождении солей

№ скв. по первоисточнику	Опробованная толща	Интервал опробования, *м*	Понижение уровня, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*
114	Пестроцветная и известняково-песчаниковая	18—140	11,2	0,66	0,06	0,04
122	Известняково-песчаниковая	5—43	0,75	1,0	1,3	2,5
101а	То же	7,5—49,1	4,68	37,0	7,9	17,7
104	Пестроцветная	10,5—61	8,0	0,44	0,05	0,08
105	»	4—17	0,51	1,66	3,25	23,4
207	Пестроцветная и известняково-песчаниковая	23—100	15,2	5,4	0,35	0,5
			12,5	4,8	0,38	
208	Известняково-песчаниковая	50—80	4,54	5,28	1,16	3,9
			3,66	4,32	1,18	
			1,90	2,34	1,20	

В распределении ресурсов подземных вод и водообильности пород шешминского водоносного комплекса большое значение имеют зоны повышенной трещиноватости, которые приурочены в основном к локальным поднятиям, особенно к поднятиям, осложняющим валы. Так, в пределах Лобановского вала в долинах рек Быковки и Бродовой имеются родники с дебитом 10—12 *л/сек*. Несколько трещинных зон, обусловленных поднятиями Веслянского вала, установлено в бассейнах левых притоков р. Ирени, где имеются родники с дебитом 10—15 *л/сек*. Подобные зоны установлены также в долинах рек Ась, Аспа, Бол. Танып, Бикбардинка и др.

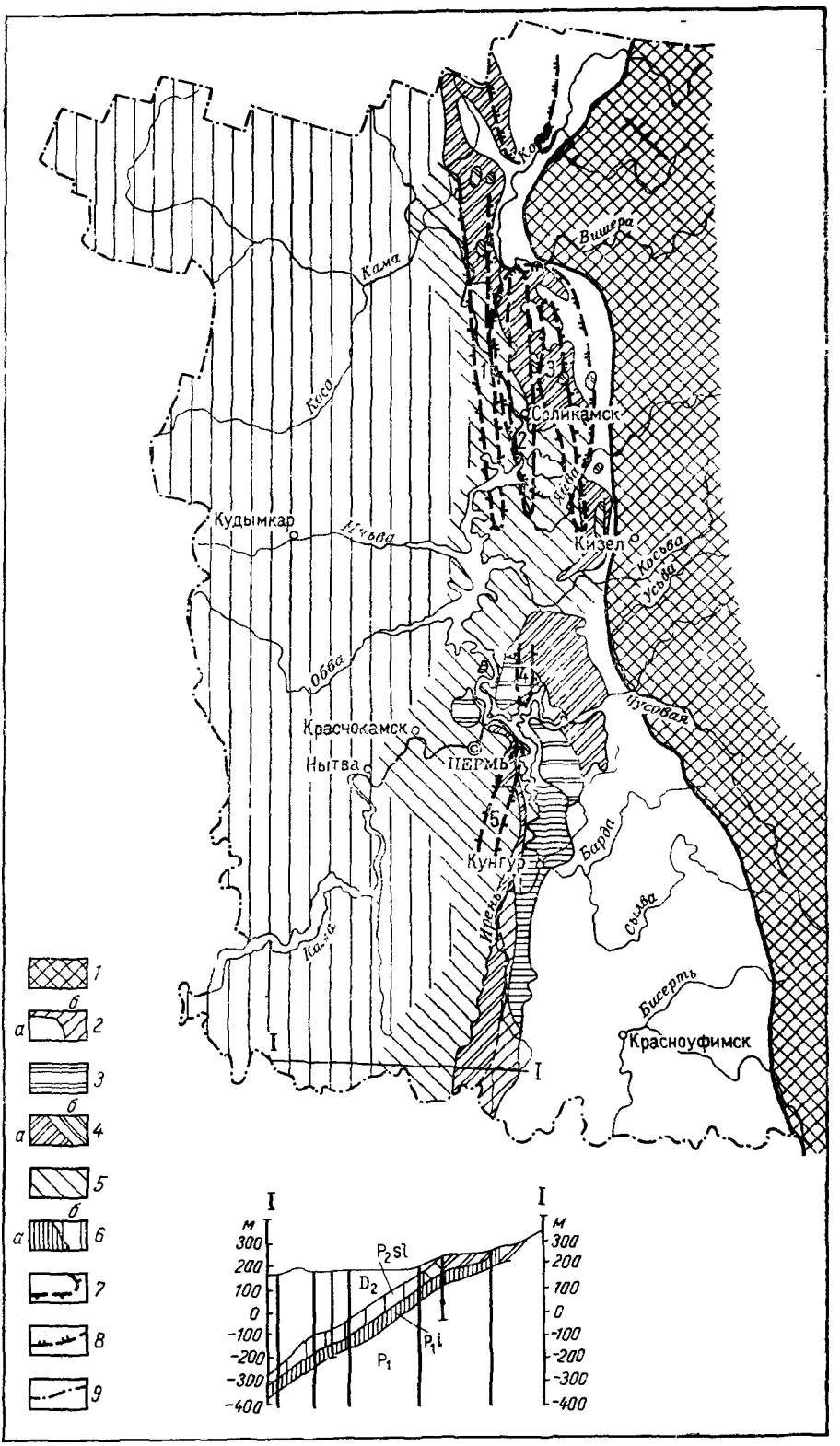
Химический состав подземных вод шешминского комплекса в зоне активного водообмена гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,1—0,5 *г/л* следующего типа:

$$M_{0,4}\ \frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 25\ Cl\ 5}{Ca\ 65\ Mg\ 30\ (Na+K)\ 5}.$$

Воды песчаников имеют меньшую минерализацию, а воды алевролитов и известняков повышенную, до 0,5—1,0 *г/л* и более. Отмечается возрастание минерализации вод с глубиной и переход вод к сульфатному составу. Ниже эрозионного вреза загипсованные породы не промыты

Рис. 12. Схема распространения водоносного комплекса отложений верхнеуфимского подъяруса (шешминская свита). Составил Л. А. Шимановский

1 — область распространения грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала; *2* — район выхода водоносного комплекса отложений верхнеуфимского подъяруса на поверхность: *а* — воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, ненапорные, *б* — воды с повышенной минерализацией, сульфатные, напорные (на разрезе); *3* — район распространения водоносного комплекса, перекрытого более молодыми отложениями Воды напорные соленые, сульфатного и хлоридного состава; *4* — район повышенной водообильности и подъема глубинных вод сульфатного и хлоридного состава в пределах валов: Краснокамско-Полазинского (1), Веслянского (2), Лобановского (3), Каменоложского (4), валов Верхне-Камского месторождения солей (5), *5* — границы Пермской области


Кама
Вишера
Косьва
Соликамск
Яйва
Кудымкар
 Irьва
Кизел
Обва
Красновишерск
Красноуфимск
Бисерть
Сылва
Барда
Кунгур
Ирень
Нытва
ПЕРМЬ
Пусовая
Усьва
I
I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
а
б
м
300
200
100
0
-100
-200
-300
-400
P2sl
D2
P1i
P1

и воды в них напорные с высокой минерализацией, сульфатного кальциевого и хлоридного натриевого состава. Так, в скважине в г. Кудымкаре на глубине 440—550 *м* из шешминских отложений получен фильтрат глинистого раствора с минерализацией 3,98—6,6 *г/л* сульфатного натриевого состава. В пос. Елпачиха минерализация достигает почти 20 *г/л*, а воды имеют облик глубинных хлоридных магниевых вод.

В сводах крупных положительных структур (Краснокамско-Полазнинского, Куединского, Лобановского и других валов) происходит подъем глубинных вод. На Яринском поднятии в подземных водах шешминского горизонта в центральной части структуры выделена зона минерализованных вод глубинного типа с повышенными концентрациями хлора и низкими содержаниями сульфатов. На крыльях структуры отмечается переходная зона, в которой минерализация и содержание хлора резко снижены, а количество сульфатов возрастает. За пределами поднятия наблюдается зона с низким содержанием хлора. Подток минерализованных сульфатных и хлоридных вод из нижележащих горизонтов по трещинным зонам валов происходит и в Верхнекамском месторождении солей.

Подземные воды шешминского горизонта в зоне активного водообмена широко используются для водоснабжения, чему способствует небольшая глубина их залегания и невысокая минерализация.

7. Водоносный горизонт отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита) — P_2u^1

Водоносный горизонт отложений соликамской свиты нижнеуфимского подъяруса сложен довольно однообразной толщей плитчатых глинистых мергелей, известняков, песчаников с прослоями глин, алевролитов. В толще горизонта встречаются прослои гипса и ангидрита. Мощность соликамских отложений от 60 до 150 *м*. В пределах Предуральского прогиба этот горизонт выходит на поверхность в виде прерывистой полосы шириной до 15—20 *км*. В пределах Волго-Камского артезианского бассейна он погружается в западном направлении под более молодые отложения с одновременным уменьшением мощности до 20—30 *м* с замещением терригенных пород гипсами и ангидритами и переходом в региональный водоупор.

Соликамские отложения в области выхода их на поверхность обводнены очень неравномерно. Наряду с водообильными встречаются безводные участки или со спорадическим распространением вод (рис. 13). Наличие безводных участков установлено в районах, где соликамские отложения имеют небольшую мощность, занимают высокое гипсометрическое положение по отношению к уровню рек и подстилаются сильно закарстованной гипс-ангидритовой толщей иренской свиты, которая полностью дренирует вышележащие породы.

Рис. 13. Схема распространения водоносного горизонта отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита) и водоносного комплекса иренской свиты. Составил Л. А. Шмановский

1 — область грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала; *2* — водоносный комплекс отложений иренской свиты: *а* — участки, где преобладают разобщенные карстовые водотоки со спорадической водоносностью, *б* — участки трещинно-карстовых вод в лунежской пачке с единым пьезометрическим зеркалом; *3* — воды спорадического распространения в отложениях нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита). Воды пресные гидрокарбонатные и сульфатные; *4* — водоносный горизонт отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита): *а* — в районах выхода на поверхность, *б* — перекрытый отложениями шешминского горизонта небольшой мощности. Воды пресные гидрокарбонатные и сульфатные: *5* — район распространения водоносного горизонта отложений соликамской свиты под мощной толщей более молодых пород. Воды напорные солоноватые и соленые; *6* — водоупорные горизонты: *а* — иренской свиты, *б* — соликамской свиты, *7* — зоны повышенной водообильности пород в пределах валов, с которыми связан подъем сульфатных и хлоридных соленых вод из нижележащих горизонтов; *8* — зоны неглубокого залегания соленых вод, связанных с соляными залежами; *9* — граница Пермской области

Такие условия сложились в районе Левшино на водоразделах рек Бабки и Ирени, Бабки и Сылвы, на правом берегу р. Сылвы.

Воды спорадического распространения в отложениях нижнеуфимского подъяруса встречаются над сравнительно выдержанными прослоями глин или аргиллитов среди водопроницаемых соликамских отложений. Они обнаружены в районе Полазни, Добрянки, на правом берегу р. Чусовой, на водоразделе рек Сылвы и Чусовой. Здесь в ряде скважин вскрыта вода, имеются единичные родники, но большинством скважин вода не встречена. Даже на небольших площадях могут располагаться рядом водоносные и безводные скважины. В д. Лушки Добрянского района, например, часть колодцев глубиной от 12 до 18 *м* безводна, часть вскрыла воду.

В пределах Верхне-Камского месторождения солей в составе водоносного горизонта отложений соликамской свиты выделяют две водоносные толщи, резко отличающиеся одна от другой литологическим составом, фильтрационными свойствами и химизмом вод. Верхняя известняково-мергелистая толща, известная под названием «плитнякового» водоносного горизонта, является наиболее водообильной и содержит преимущественно пресные воды хорошего качества. Нижняя, глинисто-мергелистая толща характеризуется меньшей и неоднородной водообильностью, повышенной минерализацией и сульфатным составом вод. Мергели, известняки, песчаники соликамского горизонта отличаются сильной трещиноватостью и тонкоплитчатостью, определяющими хорошие условия инфильтрации.

С глубиной трещиноватость затухает за счет уменьшения роли трещин выветривания. В верхней части разреза трещины открытые и содержат безнапорные трещинно-грунтовые воды. Глубина их залегания в зависимости от рельефа колеблется от 1—2 до 20—30 *м*. Ниже, до глубины 70—80 *м*, трещины частично закрытые и содержат безнапорные и напорные воды С началом погружения соликамского комплекса под более молодые отложения Русской платформы водоносность их наблюдается до глубины 90—130 *м* с соответствующим увеличением напора. Часто наблюдается самоизлив. В пределах Верхне-Камского месторождения солей пьезометрическая поверхность всех водоносных пластов совпадает с уровнем трещинно-грунтовых вод или пьезометрической поверхностью известняково-мергелистой толщи, что указывает на гидравлическую связь всех водоносных толщ соликамского горизонта. Для горизонта характерно множество восходящих источников.

Неравномерная трещиноватость пород обеспечила неодинаковую обводненность комплекса. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 50 *л/сек*, реже до 270 *л/сек*, при наиболее характерном значении до 5—10 *л/сек* (табл. 4). В пределах платформенной части эксплуатационные дебиты скважин изменяются от 0,1 до 8 *л/сек*, а удельные дебиты — от 0,1 до 4,9 *л/сек*.

Повышение водообильности пород в наиболее нарушенных зонах, приуроченных к поднятиям и валам, прослеживается по родникам и скважинам. На фоне достаточно высокой водообильности пород (дебит родников в среднем 5—10 *л/сек*) наиболее крупные источники с дебитом в несколько десятков литров в секунду установлены в районе пересечения Березниковского вала долинами рек. К подобной же зоне приурочены известные Голухинские источники с дебитом 260—270 *л/сек*, которые находятся в долине р. Боровицы, в месте пересечения ею Игумского вала. Зоны повышенной водообильности установлены в пределах Дурымановского участка Верхне-Камского месторождения соли в долинах рек Зырянки и Утбищной, где, по данным

Таблица 4

Результаты откачек из скважин, вскрывших воды Соликамского водоносного комплекса в пределах Верхне-Камского месторождения

№ скв. по первоисточникам	Опробованная толща	Интервал опробования, *м*	Понижение уровня, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*
85	Известняково-песчанниковая и известняково-мергелистая	33,0—93,0	2,26	0,16	0,07	0,14
92/4	То же	14,0—81,0	11,2	3,4	0,301	
			13,3	3,8	0,286	0,59
			15,4	4,07	0,262	
232	Известняково-мергелистая	20,0—50,0	1,1	7,63	6,94	2,5
62	Известняково-песчаниковая и известняково-мергелистая	62,0—180,0	0,16	2,52	15,7	13,7
			0,30	4,70	15,7	
225	Известняково-мергелистая	6,5—50,0	2,25	15,81	7,02	
			1,69	12,22	7,20	17,95
			1,02	7,68	7,52	
62	Известняково-песчаниковая и верхняя часть известняково-мергелистой	62,0—108,0	0,09	1,51	16,8	
			0,2	3,30	16,5	41,5
80	Известняково-мергелистая	27,0—54,0	0,4	3,4	8,8	
			0,7	5,0	7,1	54,1
			1,05	5,9	5,6	

А. И. Белоликова, удельный дебит скважин возрастает от водоразделов к долинам с 2,25—4,8 до 68,9 *л/сек.*

Значительная водообильность Соликамского водоносного горизонта подтверждается и дебитами групповых водозаборов, составляющими от 1,3 до 31,6 тыс. *м³/сутки.*

Химический состав подземных вод водоносного горизонта соликамских отложений отличается разнообразием и пестротой как по минерализации, так и по составу. Здесь установлены гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные воды.

Гидрокарбонатные воды развиты на участках с интенсивным водообменом. Они обладают минерализацией 0,1—0,9 *г/л* и жесткостью от 2,4 до 3,2—9,3 *мг-экв.* Наиболее часты воды гидрокарбонатного кальциевого типа с характерной минерализацией 0,2—0,4 *г/л* следующего состава:

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,80\ SO_4\,15\ Cl\,5}{Ca\,65\ Mg\,25\ (Na+K)\,10}.$$

Гидрокарбонатные натриевые воды обладают минерализацией до 0,9 *г/л*, что указывает на снижение водообмена и усиления влияния литологического состава водоносных пород. По этим же причинам отмечается появление гидрокарбонатных магниевых вод с минерализацией около 0,2 *г/л* в доломитах и доломитизированных известняках.

Сульфатные воды с минерализацией от 0,4 до 3 *г/л* более характерны для нижней менее промытой глинисто-мергелистой толщи Предуральского прогиба. На платформе они обусловлены выщелачиванием линз гипса. Южнее широты с. Богородское распространены преимущественно сульфатные воды или сульфатно-гидрокарбонатные с минера-

лизацией от 1,0 до 3,0 *г/л*, что связано с увеличением роли хемогенных осадков в толще пород. Типичный состав вод следующий:

$$M_{1,5}\ \frac{SO_4\ 75\ HCO_3\ 22\ Cl\ 2}{Ca\ 65\ Mg\ 30\ (Na+K)\ 5}.$$

Сульфатные кальциевые воды имеют минерализацию от 0,6 до 3,0 *г/л*, сульфатные натриевые — от 0,4 до 1,3 *г/л*. Общая жесткость колеблется от 8 до 30,5 *мг-экв*, а карбонатная от 3 до 4,5 *мг/экв*.

В Верхне-Печорской впадине (Орлянкин, 1941) в устье рек Щугора и Еловки хлоридные воды распространены в нижней части глинисто-мергелистой толщи на глубинах от 7 до 30 *м*. Это хлоридные натриевые соленые воды или рассолы с минерализацией обычно от 3 до 50 *г/л*, иногда до 300 *г/л*. Образование этих вод, по-видимому, связано с подъемом хлоридных рассолов по зонам трещиноватости, что отмечается многими исследователями в долинах рек Камы, Косьвы, Пожвы, Вильвы и др. Этот подъем увеличивается при неправильной эксплуатации водозаборов. Подобные случаи отмечались на водозаборах Березников и Соликамска.

Подземные воды верхней части соликамского водоносного комплекса при значительных ресурсах и невысокой минерализации имеют большое практическое значение и в настоящее время используются и разведуются для водоснабжения крупных населенных пунктов.

8. Водоносный комплекс отложений иренской свиты — P_1i

Иренская свита кунгурского яруса представлена чередованием гипс-ангидритовых и карбонатных пачек и выходит на поверхность в крыльях Пермско-Башкирского свода (см. рис. 13). Иренские гипсы занимают здесь достаточно широкие площади, характеризующиеся сильной закарстованностью. Вдоль восточного крыла гипсы и ангидриты образуют узкую полосу шириной до 1,5—2 *км*, которая прослеживается от с. Усть-Кишерть на юг к пос. Дикое Озеро и далее несколько южнее пос. Суксун. В востоку, в сторону Предуральского прогиба, гипсы замещаются терригенными породами поповской и кошелевской свит. Эта зона также характеризуется интенсивной закарстованностью с большим количеством крупных провальных воронок и депрессий.

К западу и северу, в пределах Волго-Камского артезианского бассейна, с погружением под более молодые отложения происходит замещение гипс-ангидритовых пачек карбонатными породами — доломитами и известняками. Сохраняется только наиболее выдержанная и мощная верхняя гипс-ангидритовая пачка — лунежская. Одновременно в этом же направлении уменьшается и мощность свиты от 120—170 *м* в области выхода ее на поверхность до 50—70 *м* под более молодыми отложениями.

Гипс-ангидритовые и карбонатные породы иренской свиты водоносны только в месте выхода их на поверхность или при очень неглубоком залегании от поверхности. С погружением иренских пород под более молодые отложения в них затухают карстовые процессы и резко уменьшается водоносность. Литогенетические и тектонические трещины в силу некоторой пластичности сульфатных отложений либо совершенно не возникают, либо являются закрытыми. Немалое значение в уменьшении водопроницаемости пород играет снижение растворяющей способности подземных вод вследствие замедления их циркуляции и насыщения сульфатами кальция. Все это обусловило безводность иренской гипс-ангидритовой толщи при ее погружении. Иренские гипсы и

ангидриты вместе с сульфатно-карбонатными соликамскими отложениями являются надежным водоупором, отделяющим палеозойские доиренские водоносные горизонты и комплексы от верхнепермских и более молодых, что отмечалось ранее.

В районах выходов иренской свиты на поверхность часто преобладают разобщенные карстовые водотоки с различными пьезометрическими уровнями и спорадической водоносностью (см. рис. 13). На западном крыле Пермско-Башкирского свода в лунежской водоносной толще карстовые воды имеют единое зеркало и представляют собой зону полного насыщения. Образование такой зоны, по-видимому, связано с наличием в основании тюйской пачки карбонатных пород, которая является местным водоупором. На водоразделе Бабки и Сылвы и на правобережье Сылвы лунежские гипсы неводоносны. Тюйские известняки прорезаны здесь речной сетью, расположены высоко над уровнем рек, сильно закарстованы и не могут служить водоупором.

Глубина залегания вод в лунежской толще от 10 до 42,7 *м*. Водообильность неоднородна и зависит от степени трещиноватости. Дебит источников от 0,1 до 40 *л/сек*, реже до 100 *л/сек*. Эксплуатационные дебиты скважин колеблются от 0,03 до 2,5 *л/сек*, удельный дебит очень мал — 0,01 *л/сек* и менее, что объясняется незначительной мощностью горизонта и небольшими областями питания. Мощность водонасыщенной части толщи от 2,5 до 9 *м*.

Разобщенные карстовые водотоки циркулируют в основном в нижней части иренской свиты, в местах, где она не экранирована водоупорными тюйскими известняками. Эта часть свиты сложена переслаивающимися пластами гипса и ангидрита с маломощными пачками известняков и доломитов. В ней отсутствуют выдержанные водоупоры. О наличии разобщенных карстовых водотоков свидетельствуют безводные скважины в ряде пунктов вблизи рек, в то время как в их долинах выходят карстовые родники.

В результате интенсивного карстового разрушения нижней части иренской свиты образуются своеобразные отложения, носящие название ольховской карстовой брекчии. Она сложена обломками известняка, доломита, редко гипса, сцементированными супесью и глиной, и развита на Уфимском плато вдоль контакта иренских гипсов с филипповскими доломитами и известняками полосой шириною от 1 *км* на севере, до 18—20 *км* в центральной части. Брекчия залегает на закарстованных филипповских доломитах и имеет мощность от 1—2 до 40 *м*. Ольховская карстовая брекчия безводна, так как воды, поглощенные на ее поверхности, полностью просачиваются в нижележащие породы. Площадь ее распространения показана на гидрогеологической карте контуром водопроницаемых, но безводных пород. Поверхностные воды, фильтруясь через ольховскую брекчию, растворяют карбонаты и сульфаты кальция и обогащают ими нижние горизонты карстовых вод.

Особое место по своей гидрогеологической характеристике занимают гипсы и ангидриты иренской свиты, залегающие на восточном крыле Пермско-Башкирского свода в виде очень узкой полосы, не поддающейся масштабному изображению на карте. Особенность их заключается в том, что в зоне перехода к Предуральскому прогибу они быстро замещаются песчано-глинистыми отложениями поповской и кошелевской свит, оказываясь зажатыми между карстующимися карбонатными отложениями Пермско-Башкирского свода и терригенными песчано-глинистыми слабоводопроницаемыми породами Предуральского прогиба. Карстовые воды карбонатных отложений, стекающие в сторону Предуральского прогиба, поступают в полосу гипсов, и далее, встречая на своем пути водоупорный экран терригенных пород, изме-

няют направление движения вдоль восточного крыла Пермско-Башкирского свода, образуя мощный поток, вызывающий здесь интенсивное развитие карста. Образовалась так называемая зона продольного карстового стока Уфимского плато, приуроченная к иренским гипсам в зоне замещения их терригенными породами Предуральского прогиба. Эта зона характеризуется высокой водообильностью. Здесь имеются крупные карстовые родники, например, у с. Мазуевка, у пос. Бол. Ключи, где их расход достигает 300—400 *л/сек*. Скважины, пробуренные у пос. Дикое Озеро, давали по 4—6 *л/сек* без понижения уровня.

На правом берегу р. Чусовой на I надпойменной террасе у с. Кривое (А. Л. Балдина, 1964 г.) опробована водоносная пачка иренских известняков, подстилаемых водоупорными гипсами. Известняки вместе с алювиальными отложениями образуют единую водоносную толщу, имеющую тесную связь с водами р. Чусовой. Здесь пробурена на двух профилях 21 скважина. Этими скважинами вскрыты аллювиальные пески и галечники мощностью от 2 до 14 *м*, обломочные карстовые породы мощностью от 1 до 10 *м* и иренские известняки с небольшими прослоями гипса мощностью от 12 до 20 *м*. Дебиты скважин изменялись от 5,09 до 29,04 *л/сек*, понижения уровня от 0,37 од 17,95 *м*, удельные дебиты от 0,36 до 33,1 *л/сек*. Суммарный дебит составил 24,5 тыс. *м*^{3}*/сутки*.

Характерной особенностью подземных вод иренской свиты является их довольно однообразный химический состав и минерализация. Химизм карстовых вод иренской свиты характеризуется четко выраженным сульфатным кальциевым составом, повышенными минерализацией (2,5—3 *г/л*) и жесткостью (до 30 *мг-экв*). Типовой состав может быть выражен формулой

$$M_{2,3}\,\frac{SO_4\,85\ HCO_3\,12\ Cl\,3}{Ca\,88\ Mg\,6\ (Na+K)\,6}.$$

Карстовые воды иренской свиты вследствие их высокой минерализации и жесткости непригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения, но могут быть использованы для технических нужд.

9. Водоносный комплекс отложений кунгурского яруса (поповская, кошелевская и лёкская свиты) — P_1kg

Водоносный комплекс кунгурских терригенных отложений представлен породами поповской и кошелевской свит иренского горизонта, лёкской свитой филипповского горизонта и так называемой переходной толщей Верхне-Камского месторождения соли. Сходство литологического состава и гидрогеологических особенностей названных свит позволяет объединить их в один водоносный комплекс и в то же время не дает возможности объединять кунгурский терригенный водоносный комплекс с одновозрастными водоносным комплексом иренской свиты и кунгуро-артинским водоносным горизонтом платформы.

Водоносный комплекс кунгурских терригенных отложений выходит на поверхность в бассейнах рек, пересекающих Предуральский артезианский бассейн. Его мощность колеблется от 100—120 *м* до нескольких сотен метров. В пределах Верхне-Камского месторождения солей этот комплекс перекрыт верхнепермскими отложениями и вскрывается на глубинах до 140—300 *м*. Водоносны песчаники, мергели, известняки, линзы гипса, конгломератов, конгломерато-брекчий. Водоупоры представлены глинами, иногда нетрещиноватыми разностями песчаников. Соленосная толща, выполняющая центральные части де-

прессий, также служит водоупором. Разнообразие литологического состава обусловило наличие трещинно-грунтовых, трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод, их сложную взаимосвязь и химизм.

Глубина залегания подземных вод в Соликамской депрессии колеблется от 1,5—2 до 120—140 *м*. В районе Верхне-Камского месторождения солей она достигает 170—214 *м*, причем местами вскрывается два-три или четыре водоносных слоя. Мощность водоносных прослоев колеблется от долей метра до нескольких десятков метров. Возрастание напора подземных вод соответствует погружению пород вдоль оси прогиба и от его бортов к центру. Одновременно он увеличивается от западного борта депрессии к ее восточной части. Напор подземных вод переходной толщи достигает 120—150 *м*, местами 200 *м* и более. Разгрузка напорных вод происходит в долинах рек, о чем говорит обилие восходящих родников, отличающихся повышенной минерализацией и сульфатным или хлоридным составом.

Водообильность пород неравномерна, что связано с различной трещиноватостью и литологическим составом пород. Наиболее крупные родники (до 50 *л/сек*) приурочены к переслаиванию мергелей с шестоватыми известняками или гипсами. Характерный дебит родников из песчаников и мергелей 0,5—2 *л/сек*, а скважин от 1,0 до 5,0 *л/сек*. Источники, приуроченные к конгломератам и конгломерато-брекчиям, имеют дебит до 185 *л/сек* (с. Быково, д. Копорушка и т. д.). В районе г. Лысьвы скважины имеют дебит от 3 до 45 *л/сек*, а суммарный водоотбор из пяти скважин достигает 9000—9600 *м*^{3}*/сутки*. Более стабильна, но невысока обводненность переходной толщи, причем она снижается от кровли к подошве, а в пределах приконтактовой зоны с подстилающей покровной каменной солью является практически водоупором. Пробуренная специальная скважина для изучения притоков и гидрохимической характеристики переходной толщи показала ничтожную водообильность. После понижения уровня с 99,5 до 234,9 *м* восстановление за 16 *ч* составило всего 0,2 *м*. После повторной откачки с понижением уровня до 300 *м* уровень подземных вод за 12 суток повысился всего на 0,8 *м*.

В 1968 г. начато специальное изучение обводненности переходной толщи, так как в случае выявления ее водоупорности на больших площадях может быть значительно увеличена эффективность отработки калийных солей. В Юрюзано-Сылвенской депрессии в условиях выхода кунгурских терригенных отложений на поверхность отмечается приуроченность водообильных участков к зонам нарушений и повышенной трещиноватости, связанных с формированием соляных валов. Особенно четко такие зоны прослеживаются в пределах Тулумбасско-Тисовского вала. Надсолевая толща мергелей, песчаников, алевролитов разбита здесь трещинами растяжения, возникающими при формировании соляного вала. Наиболее крупные трещинные зоны здесь фиксируются крупными родниками в долинах рек Сылвы, Тиса. Нефтеразведочные скважины, расположенные в пределах Тулумбасско-Тисовского вала, имели дебит до 25—33 *л/сек*. Эти трещинные зоны служат также и путями подъема напорных соленых вод нижних водоносных горизонтов, содержащих линзы гипса и соли. К ним приурочены восходящие солевые источники.

Химический состав подземных вод кунгурского терригенного комплекса отличается большой пестротой. В области выходов комплекса на поверхность наиболее широко развиты гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией 0,1—0,5 *г/л*, а в долинах Шаквы и ее притоков в результате подъема минерализованных вод

глубоких слоев минерализация повышается до 1 *г/л*, а иногда и более. Состав вод выражается формулой

$$M_{0,4}\frac{HCO_3\,67\ SO_4\,21\ Cl\,12}{Ca\,90\ Mg\,6\ (Na+K)\,4}.$$

Сульфатные воды с минерализацией 1—3 *г/л* приурочены к линзам гипса и конгломерата. Минерализованные хлоридные воды связаны с выщелачиванием каменной соли и имеют минерализацию до *300 г/л. Они развиты обычно в нижних слоях комплекса. Наиболее характерны* в этом отношении воды переходной толщи, состав которых может быть выражен формулой

$$M_{200}\frac{Cl\,98\ SO_4\,2}{(Na+K)\,96\ Ca\,2\ Mg\,2}.$$

10. Водоносный горизонт отложений артинского — кунгурского ярусов — P_1a—kg

В этот водоносный горизонт объединены филипповская свита кунгура, артинский и верхняя часть сакмарского ярусов, сложенных известняками, доломитизированными известняками и доломитами. На поверхность они выходят в куполе Пермско-Башкирского свода. К западу горизонт погружается под более молодые иренские отложения платформы и вскрывается только скважинами. Мощность его уменьшается от 60—100 *м* в области выходов до 30—60 *м* в западных районах, где среди карбонатных пород появляются прослои ангидритов. В Предуральском прогибе карбонатные породы замещаются терригенными осадками лёкской свиты.

Наиболее обводнены филипповские доломиты и артинские известняки. Водоносность верхней части сакмарских известняков отмечается очень редко. По-видимому, основную толщу сакмарских и ассельских *отложений нужно считать водоупорной подошвой кунгуро-артинского* карбонатного водоносного горизонта.

В пределах Пермско-Башкирского свода кунгуро-артинский водоносный горизонт образует сложный бассейн трещинно-карстовых вод с двусторонним стоком: на запад к бассейну р. Ирени и на восток к рекам Сылве, Иргине и продольному подземному потоку в зоне замещения карстующихся пород терригенными. Северная часть свода (от широты г. Кунгура до широты с. Богородского) обводнена довольно равномерно. Подземные воды, заполняя все трещины и пустоты, образуют единый водоносный горизонт. Из пробуренных здесь более 250 скважин нет ни одной безводной, а в долинах рек имеется много родников, часто в виде пластовых выходов. Концентрированные водотоки здесь имеют подчиненное значение. Развиты они в трещинных зонах под сухими долинами Кишертки, Сабарки. Южнее широты с. Богородского роль концентрированных водотоков возрастает. Это обусловлено тем, что центральная часть плато в ходе геологического развития претерпела наибольшие поднятия, деформацию и сильнее разбита тектоническими разломами, к которым и приурочены эти водотоки. Они дают карстовые родники с дебитами в несколько сотен литров в секунду в долинах рек Уфы, Сарса и др.

Глубина залегания карстовых вод в области выхода горизонта на поверхность определяется положением базисов карстования, соответствующих уровням речной сети. Так, в д. Верх. Ирень отметки родников и уровней карстовых вод в колодцах и скважинах такие же, как в реке. В деревнях Подъельничной, Голдыри, Рубяжево глубина до воды соответственно 29, 78 и 81 *м*. Такая же глубина и вреза рек.

В куполе Пермско-Башкирского свода воды безнапорные, а с удалением от выхода горизонта на поверхность появляется напор, величина которого возрастает в соответствии с глубиной погружения. Водоупорной кровлей, обусловившей наличие напора, является иренская гипсангидритовая толща. В пос. Шляпники, где ряд пачек иренской гипсангидритовой толщи местами размыт и закарстован, напор составил 5,3 *м*. Западнее, где водоупорная кровля представлена полностью, напор резко возрастает и воды часто фонтанируют. Так, в районе пос. Щучье Озеро напор составляет 120—150 *м*, в районе поселков Куеды и Гожан 350—380 *м*. В Верхне-Камской впадине водоносный горизонт кунгуро-артинских отложений вскрывается на глубинах до 400—500 *м*, а в пределах Майкорского вала — на глубине 600—700 *м*.

Водообильность пород различна. В местах выхода горизонта на поверхность фоновые дебиты родников 0,5—1 *л/сек*, скважин 0,5—2 *л/сек*, а удельные дебиты 0,2—2,4 *л/сек*. В трещиноватых водообильных зонах, к которым приурочены выходы концентрированных водотоков или карстовых рек, дебит родников возрастает до 10—20 и даже 500—700 *л/сек*, а скважин до 10—20 *л/сек*. Так, у д. Сабарка дебит скважины 22 *л/сек*, в пос. Шуртан и Бол. Ключи 10—27 *л/сек*. Местами трещинные зоны с концентрированными водотоками сливаются или пересекаются. Здесь наблюдаются мощные восходящие источники (долины рек Койсы, Сарса, Телеса и т. д.). Они всегда расположены около устьев логов, впадающих в долины. Поэтому лога и сухие долины, которые являются геоморфологическим выражением трещинных зон, могут служить поисковым признаком водообильных зон. В местах, где кунгуро-артинский водоносный горизонт перекрыт более молодыми отложениями, водообильность его несколько снижается. Дебиты скважин колеблются от сотых долей до нескольких литров в секунду. Наибольшей водообильностью отличаются скважины, расположенные в зоне повышенной трещиноватости пород, обычно в сводовых частях поднятий и валов.

В области выхода горизонта на поверхность минерализация карстовых вод до 1 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый и может быть выражен формулой

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,70\ SO_4\,20\ Cl\,10}{Ca\,60\ Mg\,30\ (Na+K)\,10}.$$

В пределах Пермско-Башкирского свода в артинских известняках минерализация подземных вод изменяется от 0,1 до 0,5 *г/л*. В филипповских доломитах и ольховской карстовой брекчии она повышена до 0,5—1 *г/л*.

С увеличением глубины залегания вод в центральной части свода до 100—120 *м* и с погружением водоносных пород под иренские гипсы минерализация вод повышается до 3 *г/л* и более; состав меняется на сульфатный и сульфатно-хлоридный, появляется сероводород, количество которого часто достигает 200 *мг/л*. Такие воды вскрыты в Мулькове, Суде, Алмазе, Лидовке, Бол. Ключах и др. Состав вод следующий:

$$M_{3,2}\,\frac{SO_4\,48\ Cl\,40\ HCO_3\,12}{(Na+K)\,40\ Ca\,35\ Mg\,25}\,H_2S - 0{,}180.$$

На глубинах более 120—200 *м* воды обычно приобретают хлоридный натриевый состав, и минерализация их повышается до 20 *г/л* и более. В подобных водах содержание сероводорода может достигать 600—1000 *мг/л*. Так, на курорте Бол. Ключи содержание сероводорода на глубинах около 300 *м* достигало 647 *мг/л*, в районе Краснокамска —

до 1000 *мг/л*, причем здесь отмечено содержание брома до 420 *мг/л*.

В Предуральском прогибе данные о подземных водах кунгуро-артинского карбонатного водоносного горизонта имеются только по Верхне-Камскому месторождению солей и Верхне-Чусовскому месторождению нефти. В Верхне-Камском месторождении солей скважиной на глубине 866 *м* вскрыты напорные сильно минерализованные воды, приуроченные к трещиноватым доломитизированным известнякам. Мощность обводненной части известняков 50 *м*. При глубине скважины 875 *м* статический уровень установился на 10,8 *м* выше устья скважин. Здесь кунгуро-артинский водоносный горизонт имеет водоупорную кровлю в виде мощной толщи гипсов, ангидритов и соли. Коэффициент фильтрации известняков составляет 0,005 *м/сутки*. Минерализация воды 312,4 *г/л*, состав хлоридный натриевый, температура 15,4° С. Содержание брома 162 *мг/л*.

В Верхне-Чусовском месторождении нефти в зоне смены карбонатных отложений терригенными в полосе развития рифов установлено наличие высокоминерализованных вод. Минерализация воды более 260 *г/л*, состав хлоридный натриевый. В воде содержится до 1735 *мг/л* брома и до 70 *мг/л* йода.

Воды артинского—кунгурского карбонатного водоносного горизонта в месте выхода его на поверхность широко используются для питьевого и технического водоснабжения. Это основной водоносный горизонт в пределах закарстованной области Уфимского плато. С погружением под иренскую гипс-ангидритовую толщу, представляющую собой региональный водоупор, воды горизонта попадают в условия затрудненного водообмена, приобретают высокую минерализацию, сульфатный, чаще хлоридный состав. Воды с высоким содержанием сероводорода используются как бальнеологические (курорт Бол. Ключи).

11. Водоносный комплекс отложений ассельского — артинского ярусов — $P_1as — a$

На поверхности упомянутый водоносный комплекс развит вдоль восточного борта Предуральского артезианского бассейна и объединяет терригенные фации ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Они сложены песчаниками, аргиллитами с прослоями и линзами конгломератов, известняков и мергелей. Характерной особенностью этих отложений является фациальная невыдержанность прослоев, замещение одних пород другими и полное отсутствие загипсованности, что отличает их от кунгурских терригенных отложений. Мощность ассельско-артинских терригенных отложений достигает нескольких сотен метров.

Водоносными являются прослои и линзы конгломератов, песчаников, реже алевролитов, мергелей и известняков, водоупорными — глины, алевролиты и нетрещиноватые разности песчаников. Невыдержанность водоносных прослоев, залегание их среди водоупорных толщ, частое отсутствие между ними гидравлической связи заставляет объединить эти породы в сложный водоносный комплекс. В верхней наиболее трещиноватой части пород развиты трещинно-грунтовые, а ниже — напорные и безнапорные трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды.

Безнапорные трещинно-грунтовые воды вскрываются на глубинах до 25—30 *м*, напорные на глубинах от 15 до 120 *м*. Напор пластовых вод возрастает согласно погружению пород к оси прогиба, т. е. с востока на запад. Так, например, напор трещинно-пластовых вод

в с. Арти составляет 2,3 *м*, а в скважине, пробуренной в с. Афанасьевском, 80 *м*.

Водообильность пород неодинаковая. По данным Ю. В. Нечаева, Г. Н. Беляева и др. (1962 г.), коэффициент фильтрации обычно не превышает 1,0 *м/сутки*, но в пределах зон повышенной трещиноватости, связанных с локальными поднятиями, он повышается до 6 *м/сутки*. Дебиты родников обычно составляют 0,5 *л/сек*, иногда 1,5—2,0 *л/сек*, а в зонах повышенной трещиноватости достигают 10—100 *л/сек* и более. Дебиты скважин чаще всего составляют 0,1—1,7 *л/сек* при понижении уровня на 3—22 *м*. Удельные дебиты таких скважин изменяются в пределах 0,04—0,5 *л/сек*. В зонах повышенной трещиноватости дебит скважин увеличивается до 1,0—14,5 *л/сек* при понижениях на 0,2—12,7 *м*. Удельные дебиты скважин, расположенных в нарушенных зонах, находятся в границах 0,86—8,5 *л/сек*.

Минерализация подземных вод ассельско-артинских терригенных отложений невысокая и изменяется в пределах 0,15—0,4 *г/л*. По составу они гидрокарбонатные кальциевые, умеренной жесткости (3,2—5,9 *мг-экв*). В восточной части Юрюзано-Сылвинской депрессии отмечаются сероводородные воды.

В целом состав подземных вод ассельско-артинского терригенного водоносного комплекса может быть выражен следующей формулой:

$$M_{0,35}\,\frac{HCO_3\,93\ SO_4\,4\ Cl\,3}{Ca\,57\ Mg\,31\ (Na+K)\,12}.$$

Подземные воды этого комплекса, обладая хорошим составом и значительной водообильностью в трещинных зонах, представляют практический интерес для водоснабжения небольших населенных пунктов.

12. Водоносный горизонт отложений среднего — верхнего карбона (мячковский и подольский горизонты) — C_{2-3}

В данный водоносный горизонт объединяются известняки и доломиты верхнего карбона и мячковского и подольского горизонтов среднего карбона. Среди карбонатов встречаются прослои гипса и ангидрита. Эти отложения прослеживаются на всей площади восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна. В Верхне-Камской впадине он залегает на глубинах 500—750 *м*, а в Предуральском прогибе — на глубине до 1300 *м* и более. Мощность верхнекаменноугольного водоносного горизонта составляет 180—480 *м*, уменьшаясь к западу и северу. Водоупорной кровлей верхнекаменноугольного водоносного горизонта является толща плотных карбонатных пород ассельско-сакмарского яруса, водоупорной подошвой — карбонатно-глинистые толщи каширского и верейского горизонтов среднего карбона.

Воды напорные пластово-трещинного типа. О величине напора говорит самоизлив из ряда скважин с глубины 650—700 *м* с дебитом 0,2—0,3 *л/сек*.

Химический состав вод этого горизонта близок к составу вод гипс-ангидритовой толщи кунгура в районе поселков Полазны и Кухтыма, и в то же время они отличаются от вод нижележащих горизонтов. Минерализация их колеблется в пределах 200—250 *г/л*. Воды относятся к хлоридному натриевому типу, содержат до 540 *мг/л* сероводорода, бром и йод. Состав этих вод может быть выражен формулой

$$M_{220}\,\frac{Cl\,98{,}7\ HCO_3\,1{,}3}{(Na+K)\,95\ Ca\,3\ Mg\,2}\,H_2S-0{,}300.$$

В пределах Пермско-Башкирского свода, особенно его восточной части, в верхнем карбоне, как и в перекрывающих его осадках перми, сильно развит карст, в связи с чем выпадающие осадки проникают на значительную глубину, обусловливая гидрокарбонатный и сульфатный натриевый состав подземных вод.

13. Водоносный горизонт отложений башкирского яруса —C_2b

Среднекаменноугольный карбонатный водоносный горизонт объединяет известняки и доломиты башкирского яруса и нижней части верейского горизонта московского яруса. Эти отложения прослеживаются повсеместно в пределах восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна, вскрываются на глубинах 850—1250 *м* в платформенной части и на глубине более 1700 *м* в Предуральском прогибе. Мощность горизонта 50—250 *м* на платформе и 300—400 *м* в прогибе. Водоупорной кровлей являются глины и плотные аргиллиты верхней части верейского горизонта московского яруса, а водоупорной подошвой плотные с очень низкой пористостью известняки и глины намюра.

Горизонт содержит пластовые напорные сильно минерализованные воды. Дебиты скважин составляют 0,1—0,5 *л/сек* при понижении уровня на 150—350 *м*, а иногда и более.

Воды характеризуются минерализацией от 230 до 300 *г/л* с ярко выраженным хлоридным натриевым составом и высоким содержанием брома (359—1406 *мг/л*), йода (10—23 *мг/л*). В целом состав этих вод может быть выражен формулой

$$M_{280}\,\frac{Cl\,99}{(Na+K)\,72\;Ca\,22\;Mg\,6}\,.$$

Несколько изменяются гидрогеологические условия водоносного горизонта к югу области. В этом направлении наблюдается некоторое опреснение подземных вод, что, по мнению В. И. Иванова, И. Н. Шестова и др. (1966 г.), связано с отсутствием в пределах этой структуры хемогенных толщ кунгура. Большая закарстованность карбонатных пород нижней перми и карбона в переходной зоне Предуральского прогиба и Пермско-Башкирского свода создает условия повышенной динамичности подземных вод, способствуя более глубокому проникновению пресных инфильтрационных вод, в связи с чем минерализация подземных вод не превышает 220 *г/л*.

На севере, в районе Верхне-Чусовских Городков, водоносный горизонт среднего карбона вскрыт скважиной на глубине 1792 *м* и обладает значительным напором. Уровень установился на глубине 49,5 *м* от устья скважины при удельном весе воды, равном 1,20 *г/см*^{3}. Минерализация вод 243,5 *г/л*. В них содержатся бром, йод и сероводород.

14. Водоносный горизонт отложений визе-намюрского яруса — C_1v — n

Этот водоносный горизонт приурочен к сильно трещиноватым кавернозным и пористым известнякам и доломитам верхов визейского яруса. Водоупорной кровлей его являются плотные с низкой пористостью известняки, глины намюра. Только незначительная часть низов намюрских карбонатных отложений водоносна. Водоупорной подошвой служат плотные известняки с прослоями ангидрита и терригенные глинистые породы визейского яруса. В карбонатной фации этот водоносный горизонт развит в платформенной части Предуралья, где

вскрывается на глубинах 1100—1300 *м*. Мощность его изменяется от 150—200 *м* на западе до 350—400 *м* на востоке.

При опробовании этого горизонта в скважине у г. Краснокамска с глубины 1183—1184 *м* были получены напорные сероводородные воды, которые по своей химической характеристике близки к водам среднекаменноугольного водоносного горизонта. Минерализация их 215 *г/л*, состав хлоридный натриевый. В воде содержатся бром, йод, сероводород. В Кудымкарской опорной скважине также вскрыты хлоридные натриевые воды удельного веса 1,152 *г/см*^{3} с минерализацией 220 *г/л*. В пределах Предуральского прогиба воды визейского водоносного горизонта не изучены.

Состав вод карбонатного водоносного горизонта визейского яруса может быть выражен формулой

$$M_{220}\,\frac{Cl\ 99{,}6}{(Na+K)\ 74\ Ca\ 17\ Mg\ 9}\,H_2S - 0{,}200.$$

15. Водоносный комплекс отложений визейского яруса — C_1v

Визейский терригенный водоносный комплекс включает в себя песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями глин, доломиты, каменные угли. К этому же комплексу относятся развитые отдельными участками терригенные отложения верхов турнейского яруса.

Водоносный комплекс вскрывается скважинами в пределах платформы на глубинах 1200—1750 *м*. Мощность его колеблется от 40—60 до 100—220 *м*, увеличиваясь к востоку. С терригенной толщей нижнего карбона связаны основные нефтяные залежи, платформенной части Пермского Прикамья, а также промышленные йодно-бромные воды.

Поскольку среди терригенной толщи визейского яруса значительное место занимают водоупорные породы (глины, аргиллиты), а водоносные (главным образом песчаники) развиты отдельными слоями, то создается сложная картина обводненности этой толщи. В ней содержатся пластовые напорные высокоминерализованные воды и в то же время вся толща является региональным водоупором, разделяющим ниже- и вышележащие водоносные горизонты и комплексы.

Напор подземных вод устанавливается на глубинах от 64 до 220 *м*. Изменение приведенных пьезометрических уровней показано на рис. 14.

Водоотдача пород крайне неравномерная и колеблется от нескольких кубических метров до 1000—2500 *м*^{3}*/сутки* при понижениях уровня на 200—680 *м*. В целом отмечается увеличение водообильности пород по направлению к Камско-Кинельской впадине, что, по-видимому, связано с увеличением пористости и мощности водовмещающих пород.

Подземные воды терригенного визейского водоносного комплекса характеризуются удельным весом от 1,152 до 1,1847 *г/см*^{3}. Минерализация их колеблется от 226 до 280 *г/л*.

Состав рассолов визейского терригенного водоносного комплекса хлоридный натриевый. Содержат йод и бром. Водорастворенные газы азотно-метанового или метаново-азотного, реже метанового или азотного типов.

На схематической карте химизма вод терригенной толщи нижнего карбона, составленной В. И. Вещезеровым (рис. 15), видно, что зона наиболее повышенной минерализации вод приурочена в основном к области Камско-Кинельской впадины и к району ее сочленения с Предуральским прогибом. Как показывают данные измерения пьезометри-

ческих уровней в Камско-Кинельской впадине, движение вод в настоящее время практически отсутствует, т. е. здесь имеется застойный режим.

Аналогичные условия создаются в Предуральском прогибе. Близость Урала сказывается здесь на химизме вод терригенной толщи нижнего карбона по сравнению с районами платформенной части воды обогащены сульфатами.

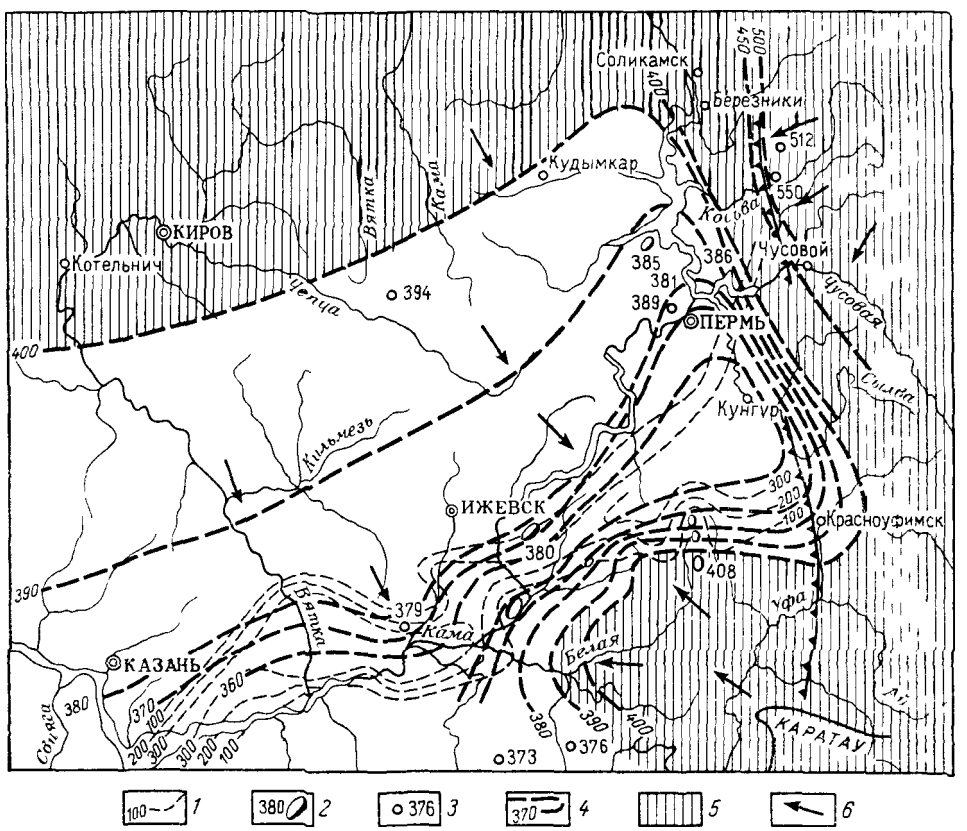


Рис. 14. Схематическая карта пьезометрической поверхности пластовых вод терригениых толщ визейского яруса нижнего карбона. По В. И. Вещезерову и Б. М. Козлову, 1959 г.

1 — изопахиты терригенной толщи карбона; *2* — залежи нефти, *3* — отметка приведенного статического уровня, *4* — гидроизопьезы, *5* — зона повышенных пьезометрических уровней; *6* — направление движения вод

Опробование этого комплекса в прогибе произведено в интервале 2040—2046 *м* в скважине Верхне-Чусовских Городков, где был получен приток воды с дебитом 0,8 *м*^{3}/*сутки* при понижении уровня на 800 *м*. После дополнительной перфорации в интервалах 2040—2070 и 2052—2109 *м* дебит увеличился до 27,6 *м*^{3}/*сутки* при понижении уровня на 541 *м*. Состав вод хлоридный натриевый.

16. Водоносный комплекс отложений турнейского яруса — C_1t

Этот комплекс приурочен к кавернозным и трещиноватым, иногда окремнелым органогенно-обломочным известнякам турнейского яруса. В районе Камско-Кинельской системы прогибов он представлен терригенными породами. К северу породы турнейского яруса выклинива-

ются, и в районе Кудымкара и Майкора они уже отсутствуют. Мощность его колеблется от 0 до 124 *м*, а в районе Камско-Кинельской впадины составляет 136—344 *м*. Подземные воды комплекса изучены слабо. Неясны также его взаимоотношения с визейским терригенным водоносным комплексом и девонскими водоносными отложениями. Возможно, что терригенные отложения турне следует рассматривать

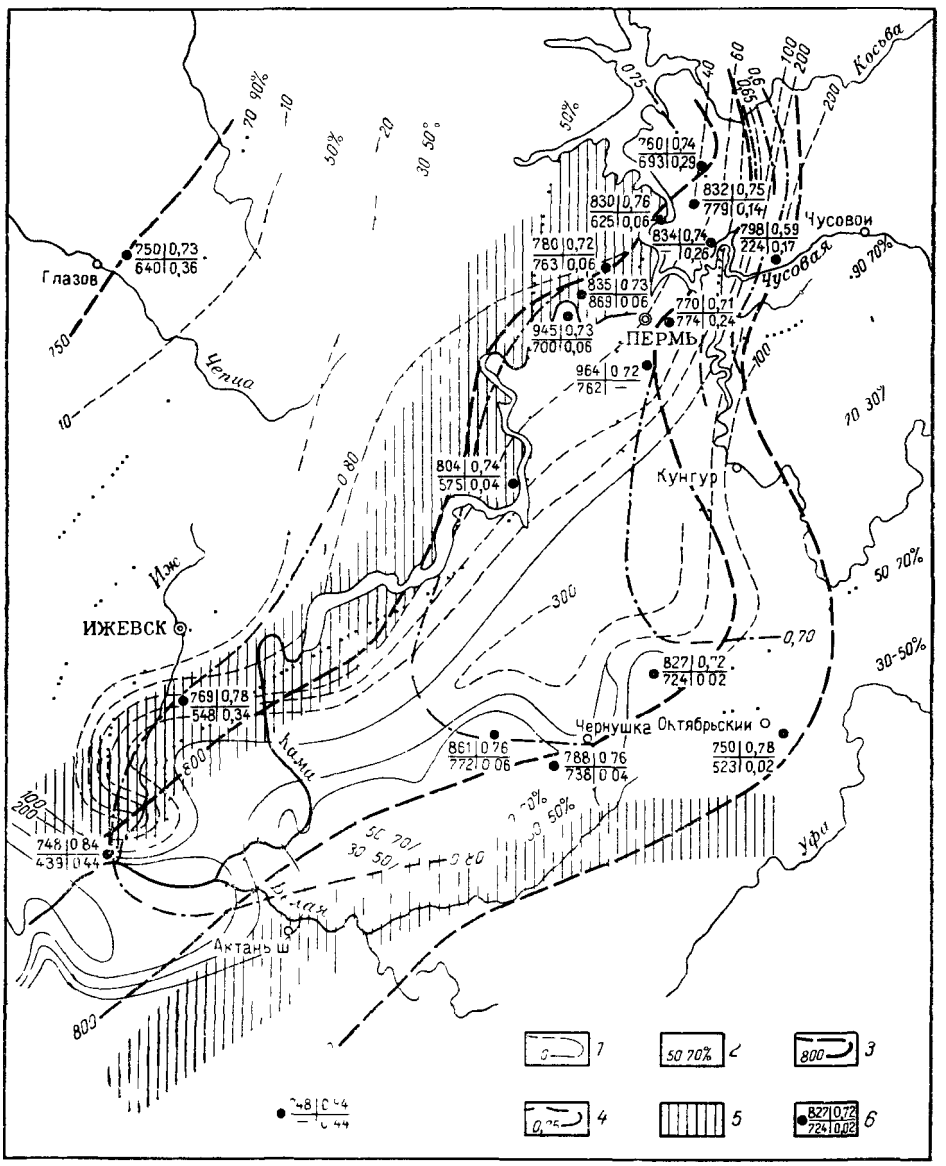


Рис 15. Схематическая карта химизма подземных вод терригенной толщи нижнего карбона Пермского Прикамья По В. И Вещезерову и Б. М. Козлову, 1960 г.

1 — изопахиты терригенной толщи нижнего карбона, *2* — условные границы литологических фаций терригенной толщи нижнего карбона (процентное содержание песчаников по разрезу), *3* — изолинии минерализации, *4* — изолинии коэффициента $\frac{Na}{Cl}$, *5* — зона повышенной сульфатности вод $\frac{SO_4\ 100}{Cl} > 0{,}10$, *6* — исследованная площадь Цифры в числителе Σ *мг экв*/100 *г* и $\frac{Na}{Cl}$.

Цифры в знаменателе Вг (*мг л*) и $\frac{SO_4\ 100}{Cl}$

в составе визейского терригенного комплекса, а карбонатные — в составе нижележащего водоносного карбонатного комплекса.

Незначительная изученность не позволяет установнть какие-либо закономерности в изменении характеристики этого водоносного комплекса, поэтому приводятся только единичные сведения.

В пос. Ярино, в скважине, пробуренной в сводовой части структуры, опробование турнейских отложений производилось в интервале 1716—1798 *м*. Скважина фонтанировала. Проба, взятая с глубины 1709 *м*, показала, что воды здесь хлоридного натриевого типа. На Каменноложской площади при испытании скважины был получен хлоридиый натриевый рассол с минерализацией 247,8 *г/л* с удельным весом 1,178 *г/см*^{3}, содержит бром и йод.

За пределами Ярино-Каменноложского месторождения турнейские отложения испытаны на Кухтымской площади. Вода насыщена сероводородом, содержание которого достигает 338 *мг/л*. Приток в скважину составляет 1,25 *м*^{3}*/сутки* при понижении уровня до 630 *м* от устья.

В районе Краснокамска было произведено специальное гидрогеологическое опробование этого комплекса в интервале 1446—1465 *м*. Статический уровень установился на глубине 111,0 *м* (на абс. отм. +16 *м*), т. е. напор оказался почти равным напору под визейской терригенной толщи. Дебит скважины составил 5,0 *м*^{3}*/сутки* при понижении уровня на 400 *м*. Химический состав может быть выражен следующей формулой:

$$M_{252}\,\frac{Cl\ 99{,}6}{(Na+K)\ 91\ Ca\ 20\ Mg\ 8}.$$

17. Водоносный горизонт карбонатных отложений верхнего девона — D_3

Верхнедевонский водоносный горизонт приурочен к известнякам и доломитам, часто глинистым, окремненным или загипсованным, средне-верхнефранского подъяруса и фаменского яруса. Нижеследующий кыновский горизонт нижнефранского подъяруса, представленный в верхней части плотными известняками, а внизу алевролитами и песчаниками, является водоупором. Мощность верхнедевонских карбонатных отложений колеблется от 250 до 450 *м*, уменьшаясь в системе Камско-Кинельских прогибов.

Гидрогеологическая изученность этой толщи слабая. Пористость водоносных пород здесь невелика, но довольно широко распространены карстовые пустоты и полости. Последние подтверждаются бурением, при котором наблюдается большое поглощение глинистого раствора.

Опробование закарстованных известняков и доломитов верхнего девона производилось в г. Краснокамске на глубине 1740—1750 *м*, в пос. Полазне — 1700 *м*, пос. Ярино и г. Кудымкаре — 2052 и 2110 *м*. Везде вскрыты напорные высокоминерализованные рассолы. Водообильность пород неравномерная, дебиты скважин составили от 69 до 2328 *м*^{3}*/сутки* при снижении уровней до 530 *м* и более.

Подземные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 270 *г/л*. Удельный вес рассолов 1,1430—1,1830 *г/см*^{3}. Содержат бром и йод. В опорной Кудымкарской скважине состав водорастворенных газов следующий: азот — 98%, метан — 0,5%, тяжелые углеводороды — 1%, прочие — 0,5%.

18. Водоносный горизонт терригенных отложений верхнего девона (пашийские слои) — D_3

Водоносный горизонт терригенной толщи верхнего девона приурочен к пашийским слоям, которые за немногим исключением (район поселков Чад, Пудлинги) имеют повсеместное распространение. Они сложены переслаивающимися песчаниками, аргиллитами и алевроли-

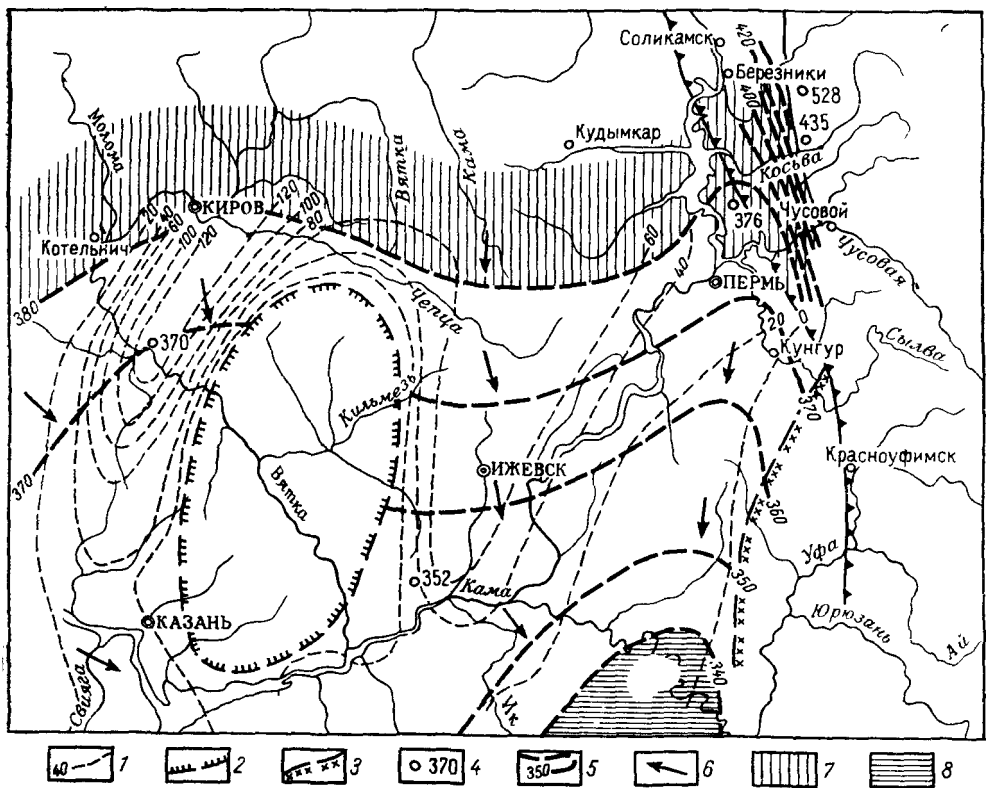


Рис. 16. Схематическая карта пьезометрической поверхности пластовых вод терригенных толщ верхнего девона. По В. И. Вещезерову и Б. М. Козлову, 1959 г.

1 — изопахиты пашийских слоев; *2* — зона отсутствия пашийских слоев; *3* — зона отсутствия пашийских и кыновских слоев, *4* — отметка приведенного статического уровня; *5* — гидроизопьезы, *6* — направление движения вод; *7* — зона повышенных пьезометрических уровней (380 *м*); *8* — зона пониженных пьезометрических уровней (340 *м*)

тами, трансгрессивно залегающими на размытой поверхности различных горизонтов живетского и эйфельского ярусов. Мощность пашийских слоев колеблется в пределах нескольких десятков метров. Кыновские слои, перекрывающие пашийские, представлены в основном глинисто-карбонатными породами, переходящими в глины, аргиллиты, мергели, и являются водоупорной кровлей подземных вод, которые фактически находятся в условиях полной закрытости, исключая районы, прилегающие к Уралу.

Водоносные песчаники залегают среди глин и аргиллитов прослоями мощностью до 10—15 *м* и местами (район Краснокамска) составляют 40% мощности терригенной толщи. Глубина залегания горизонта 1729—2200 *м* и более, статический уровень устанавливается на глубинах 85—286 *м*. Приведенные пьезометрические уровни снижаются с севера на юг (рис. 16).

Водообильность пашийских отложений неравномерная и колеблется от нескольких кубометров до 576 *м³/сутки* при понижении уровня на несколько сотен метров.

Удельный вес воды изменяется от 1,1650 до 1,2005 *г/см³*, достигая наибольших величин в районе пос. Чернушки. Минерализация вод составляет 240—316 *г/л*. Наименьшая минерализация 240—258 *г/л* наблюдается в северных районах Волго-Камского артезианского бассейна, что, по мнению В. Н. Иванова и др. (1965 г.), связано с близостью Тимана. К юго-востоку минерализация увеличивается и наибольших значений достигает в пределах Куединского вала (316 *г/л*). Состав пашийских рассолов хлоридный натриевый. Содержат бром и йод.

19. Водоносный горизонт карбонатно-терригенных отложений среднего девона — D_2

Названный горизонт объединяет среднедевонские отложения, представленные эйфельским и живетским ярусами. Эйфельский ярус сложен песчаниками с прослоями глин и алевролитов такатинского горизонта и известняками и доломитами койвенского и бийского горизонтов. Мощность среднедевонских отложений в Пермском Приуралье составляет несколько десятков метров.

Водоносные слои приурочены к трещиноватым песчаникам и известнякам, которые отделяются от вышележащего водоносного горизонта глинами живетского яруса. Этот водоносный горизонт изучен недостаточно, за исключением территории Краснокамско-Полазнинского вала, а также в пределах Куединского и Чернушинского валов. Воды горизонта вскрываются на глубинах 1903—2149 *м*. Уровень подземных вод устанавливается на глубине 62—100 *м* от устья скважин. Дебиты скважин в пределах Краснокамско-Полазнинского вала составляют 50—4080 *м³/сутки* при понижениях уровня до 160—300 *м*. На юге области дебит скважин составил: в пределах Чернушинского вала 24 *м³/сутки* при понижении уровня до 1300 *м*, а на Куединском валу — до 60 *м³/сутки* при понижении на несколько сотен метров.

Воды среднедевонских отложений имеют повышенный удельный вес — от 1,182 *г/см³* в районе Краснокамска до 1,185—1,195 *г/см³* в районе Чернушинского вала и до 1,206 *г см³* в пределах Куединского вала. Минерализация вод составляет 252—297 *г/л*. Состав этих рассолов хлоридный натриевый. Они содержат бром и йод.

20. Водоносный комплекс отложений кембрия — нижнего девона (бавлинская свита) — $Cm — D_1$

Бавлинские отложения вскрыты в Пермском Приуралье на Яринском, Лобановском, Краснокамском, Полазнинском, Чернушинском месторождениях нефти, а также опорными скважинами в Бородулино и Северокамске. Они представлены песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, доломитами, местами встречаются изверженные породы. Гидрогеологическая изученность бавлинских отложений недостаточная.

Подземные воды опробованы в пос. Бородулино на глубинах 2892—2906 и 2965—2995 *м*, а в пределах Чернушинского вала на глубине 2218—2223 *м*. Везде вскрыты напорные воды, уровень которых установился ниже устья скважин порядка 350 *м*. Дебиты скважин различны. В Северокамске он оказался небольшим, в пределах Чернушинского вала равен 11,2 *м³/сутки* при понижении уровня на 682 *м*; в Бородулинской скважине, несмотря на образовавшуюся при торпеди-

ровании песчаную пробку, дебит был значительным, и при свабировании понизить уровень ниже 300 *м* не удалось.

Удельный вес воды составляет 1,1803—1,1994 *г/см*^{3}, минерализация — 242—285 *г/л*, состав хлоридный натриевый. Содержит бром и йод. Наибольшие концентрации брома наблюдаются в пределах Чернушинского вала и на Танынском поднятии.

II. Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости

Эта система бассейнов располагается в пределах орографически выраженного Уральского горноскладчатого сооружения, переживающего длительный континентальный период, в котором господствуют эрозионные процессы. Продукты выветривания коренных пород смываются поверхностными водами в межгорные долины, оставляя на склонах маломощный чехол элювиально-делювиальных образований, не имеющих самостоятельного значения, а чаще практически безводных. В речных долинах накапливаются аллювиальные отложения, характер которых весьма разнообразен.

Для малых рек, стекающих с горных склонов, особенно в пределах водораздельных хребтов, характерны небольшая мощность аллювия, порядка 1—5 *м*, и крайне изменчивый крупнообломочный, слабо окатанный материал. В более крупных реках, в частности в межгорных долинах, проложеиных по простиранию Уральских структур, аллювиальные отложения сложены более мелким песчано-гравелистым и галечниковым материалом, а в пределах надпойменных и более высоких террас они перекрыты бурыми суглинками. Общая мощность аллювия в них изменяется в пределах 5—20 *м*. На участках, испытавших новейшие тектонические поднятия или сложенных крепкими породами, устойчивыми к выветриванию, мощность аллювиальных отложений резко уменьшается или они совершенно отсутствуют. В таких местах река течет непосредственно по коренным породам. В отрезках долин, подвергшихся неотектоническим опусканиям, мощность аллювия резко возрастает и достигает 30—60 *м*. Такие переуглубленные долины фиксируются на реках Серге, Уфе, Тагиле и др.

Воды аллювиальных отложений обычно гидравлически тесно связаны с рекой и водоносными трещинными зонами коренных пород. Как правило, они имеют свободную поверхность с глубиной залегания зеркала от 0 до 10 *м*, реже до 15 *м*. Лишь в отдельных местах, где аллювий перекрывается суглинками и глинами, создается местный напор, распространяющийся на небольшой площади. Самостоятельного значения воды аллювиальных отложений в пределах горноскладчатого Урала не имеют, вследствие чего они почти всюду сняты с гидрогеологической карты и оставлены лишь на участках, где по своей мощности и водоносности приобретают практический интерес. Водоотдача аллювия крайне неравномерна. Дебиты скважин и колодцев находятся в пределах 0,1—8 *л/сек*, а в южных районах не превышают 1 *л/сек*. Родники довольно редки, а расходы колеблются от 0,1 до 1,5 *л/сек*, в отдельных местах до 2 *л/сек*. В южных районах они не превышают 0,3 *л/сек*. По химическому составу воды аллювия весьма разнообразны и большей частью отражают состав подземных вод коренных пород. Минерализация их колеблется от 0,5 до 3 *г/л*, чаще не превышает 1 *г/л*. Преобладающий состав гидрокарбонатный кальциевый.

Как уже отмечалось, основным коллектором грунтовых вод, определяющим на Урале главнейшие закономерности их накопления, циркуляции и стока, являются зоны трещиноватости палеозойских и про-

терозойских осадочных, метаморфических и вулканогенных пород. В возникновении этих зон наблюдается целый ряд закономерностей, общих для всего Урала. Наиболее широкое распространение имеет зона трещиноватости, связанная с процессами выветривания.

Интенсивность трещиноватости пород и глубина ее проникновения тесно связаны с литологическим составом и тектоническими движениями. На участках, не затронутых тектоническими нарушениями, выветривание проникает на небольшую глубину, не превышающую 30—60 *м*. В зонах тектонических разломов оно достигает 250—300 *м*, а местами и значительно глубже. В породах, различных по литологиче-

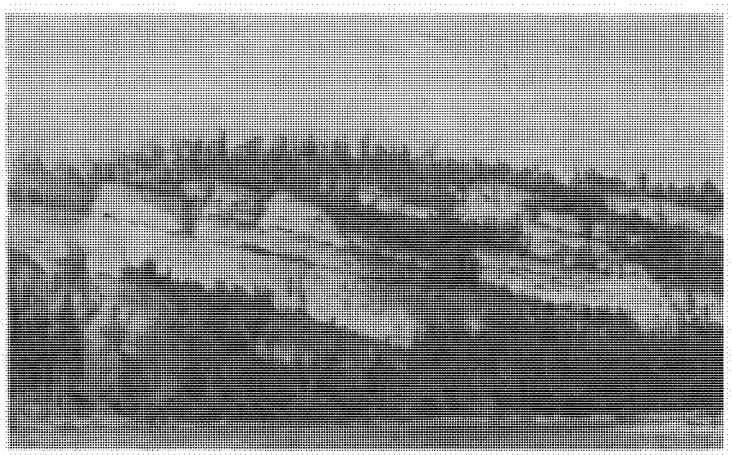


Рис. 17. Развитие карста по плоскостям напластования в сакмарских известняках на правом берегу р. Яйвы. Фото А. М. Катаева

скому составу, выветривание проявляется по-разному. В карбонатных породах, вследствие их способности к растворению, развивается карст. Формы карста весьма разнообразны: от крупных пещер, колодцев, труб и каналов до мелких пустот. Наземные формы выражены слепыми логами, суходолами, понорами и многочисленными карстовыми воронками различных конфигураций и размеров, от нескольких метров до 120—150 *м* и более. Часто карстовые воронки располагаются цепочкой, фиксируя зоны тектонических нарушений и несогласных контактов разновозрастных пород. Интересно отметить два господствующих направления карстовых полостей. Одно из них, близкое к меридиональному, совпадает с простиранием стратиграфических толщ и основных структурных форм. В этом случае карстовые пустоты чаще всего приурочиваются к плоскостям напластования (рис. 17). Особенно обильны они на контактах и горизонтах, фиксирующих перерыв в осадконакоплениях. В этих местах современный карст нередко накладывается на более древний.

Довольно часто локализация карстовых каналов наблюдается в зоне контакта карстующихся пород с некарстующимися, особенно когда последние лежат на пути движения карстовых вод к естественным дренам. В качестве примера можно указать на систему каналов в расположенной в 2 *км* от ж.-д. ст. Сказ линии Дружинино—Нязепетровск пещере, образовавшейся в рифогенных известняках кобленцского яруса в контакте со слоистыми глинистыми известняками жединского яруса (рис. 18). Немалую роль в развитии и сосредоточении карста играют и тектонические процессы. В слоистой толще известня-

ков наиболее интенсивно карст развивается в ядрах антиклинальных складок, особенно осложненных разрывами. Таковы, например, карстовые пещеры на западном склоне Урала по р Чусовой (камень

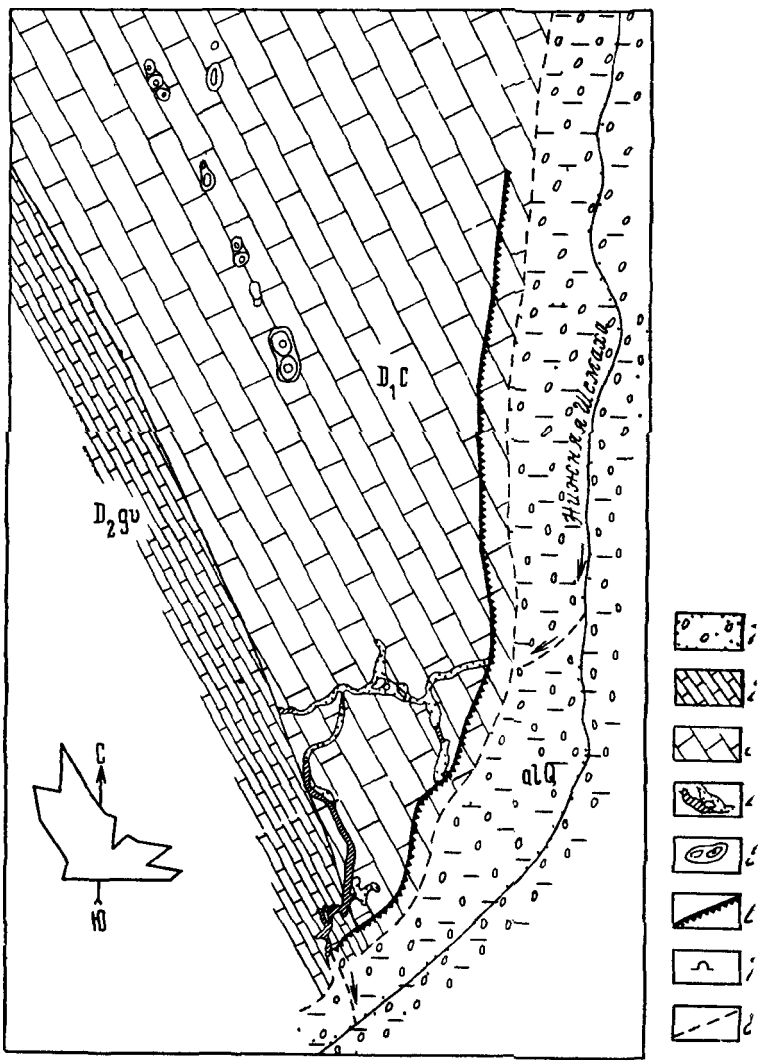


Рис 18. Геологические условия и роза подземных ходов пещеры у ж-д ст Сказ. По материалам Свердловской секции спелеологов. Составил В. И. Антипин

1 — аллювиальные отложения *2* — слоистые, глинистые и битумиозные известняки, *3* — массивные рифогенные известняки *4* — исследованные подземные ходы Горизонтальная штриховка на участках, покрытых водой *5* — карстовые воронки *6* — скалистый склон долины *7* — вход в пещеру, *8* — перно днчески действующие поверхностные водотоки

«Печка»), на восточном склоне по р Нейве у г Алапаевска (рис. 19); на р. Исети к западу от г. Каменска-Уральского и в ряде других мест. В толще массивных известняков карст развит почти исключительно по тектоническим разломам и связанным с ними трещинам оперения (рис. 20). Блоки, заключенные между такими нарушениями, обычно монолитны и безводны

Второе направление карстовых полостей, субширотное, приурочено также к зонам тектонических нарушений, возникших при неравномерном перемещении массивов горных пород при дислокациях и меридиональных разломах. Эти карстовые формы имеют меньшую

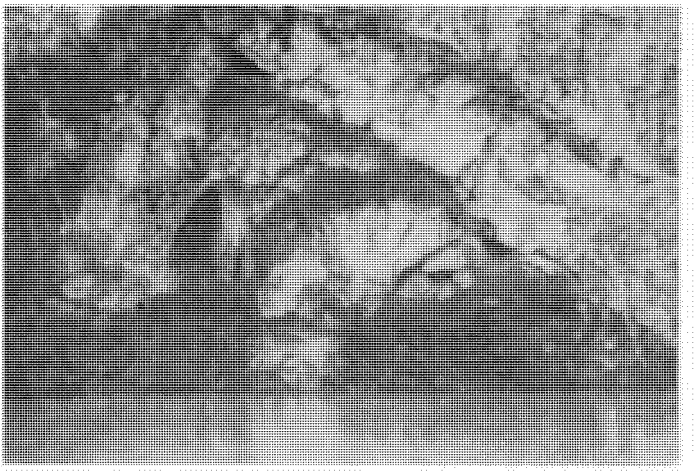


Рис. 19. Образование карстовых пустот в ядре антиклинальной складки в каменноугольных известняках на р. Нейве у г. Алапаевска. Фото В. И. Антипина

протяженность и обычно связывают между собой меридиональные и межпластовые системы карстовых каналов. Смена знака тектонических движений и связанное с этим изменение базиса эрозии находит

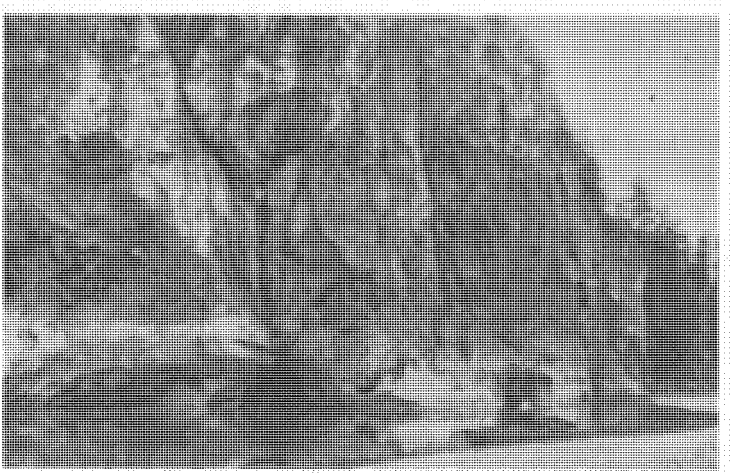


Рис. 20. Развитие карста по тектонической трещине в кобленцских рифогенных известняках на р. Серге. Фото В. И. Антипина

отражение и в направлении карстовых процессов. При поднятиях отмечается их активизация, а при опусканиях — затухание, сопровождающееся заполнением карстовых пустот рыхлым материалом. Неравномерность тектонических движений во времени местами способствовала возникновению этажного расположения карстовых полостей.

Влияние структурно-фациальных условий на возникновение водоносных зон трещиноватости сказывается не только в карбонатных, но и в других породах. Анализируя различные толщи Урала с точки зрения устойчивости их к выветриванию и характера образующегося при этом материала, можно отметить большое их разнообразие. Однородные мелкокристаллические породы, как, например, кварциты, кварцитовидные песчаники, габбро и другие, весьма трудно поддаются выветриванию, которое проникает на небольшую глубину. При разрушении они дают грубообломочный хорошо водопроницаемый материал. Крупные массивы этих пород в результате избирательной эрозии образуют в рельефе возвышенности, где в маломощной зоне выветривания формируются трещинные воды с небольшой площадью водосбора и быстрым стоком, часто имеющим сезонный характер. Основные и ультраосновные породы также сравнительно устойчивы к выветриванию, но дают при этом глинистый материал, плотно закупоривающий возникшие трещины. Поэтому эти породы во внутренних частях массивов почти всюду практически безводны. Большинство сланцевых толщ, наоборот, сравнительно легко поддаются выветриванию и образуют в рельефе пониженные формы, но при этом также дают песчано-глинистый слабоводопроницаемый материал, окончательно закрывающий трещины, возникшие при тектонических движениях или физическом выветривании.

При общем многообразии пород Урала в зоне выветривания создались сложные условия накопления и циркуляции подземных вод, в целом обусловивших ее слабую водоотдачу. Воды зоны выветривания вследствие их широкого развития приобрели значение как источник питания линейных локальных зон трещиноватости, возникших под влиянием тектонических процессов.

Возникновение локальных зон трещиноватости, определяющих основной облик водоносности региона, также тесно связано со структурно-фациальными условиями. Массивные или грубослоистые осадочные и вулканогенные породы при пликативных дислокациях проявляли себя как устойчивые жесткие тела. Они образовывали крупные более простые складки. Трещины и пустоты в таких массивах появлялись лишь в зонах дизъюнктивных нарушений при общей резко выраженной фильтрационной неоднородности остальной толщи. Мелкослоистые, особенно сланцевые, толщи реагировали на пликативные дислокации образованием главным образом мелких сложных складок, причем деформации многих разновидностей пород, аналогичных глинистым и серицитовым сланцам, происходили без заметного образования трещин. Отдельные пласты известняков, кремнистых сланцев и жильных пород среди сланцевых толщ, наоборот, при смятии дробились, приобретая интенсивную трещиноватость, и на общем фоне слабоводоносных пород отличаются резко повышенной водоотдачей. Интенсивная трещиноватость возникала и на контактах разнородных пород, в местах стратиграфически несогласного залегания и других участках, где была ослаблена общая монолитность массива.

Большим распространением на Урале пользуются подземные воды экзогенных зон трещиноватости, связанных с тектоническими разрывными нарушениями. Однако гидрогеологическое значение последних далеко не одинаково. Разломы, возникшие в ранне- и позднепалеозойские периоды развития геосинклинали, чаще всего оказались заполненными магматическими образованиями и во многих случаях полностью утратили свое гидрогеологическое значение. Лишь в некоторых из них трещиноватость была возобновлена в результате последующих движений. Такой характер, например, имеют дайки интрузий гранито-

вой формации среди осадочно-вулканогенных пород или интрузивных массивов перидотитовой формации. Разломы, возникшие после герцинской фазы складчатости, в континентальный период развития Урала, по-видимому, продолжали оставаться ослабленными участками, в которых концентрировались все последующие проявления тектонических движений. В результате многие из них оказались либо выполненными перетертым водоупорным материалом боковых пород, либо заполненными глинисто-песчаными продуктами выветривания. В том и другом случаях они являются или практически безводными, или обладают весьма слабой обводненностью. В таких нарушениях часто водоносны зальбанды, особенно со стороны висячего бока, где, вероятно, в результате гравитационного нарушения образуются открытые трещины растяжения. Весьма большой обводненностью обладают зоны тектонических нарушений, связанные с молодыми, особенно неотектоническими движениями. Наиболее ярким примером такой обводненности служит зона тектонического уступа, проходящая от г. Серова через североуральские марганцевые месторождения. К сожалению, в других частях Урала проявления неотектонических движений не поддаются картированию. Между тем многие нарушения с почти не затронутыми выветриванием плоскостями, несомненно, могут быть отнесены к проявлениям молодой тектоники. Одну из таких трещин в обычно монолитных безводных тальк-магнезитовых породах можно наблюдать в карьере Шабровского рудника в окрестностях г. Свердловска (рис. 21), где по ней происходит поступление подземных вод.

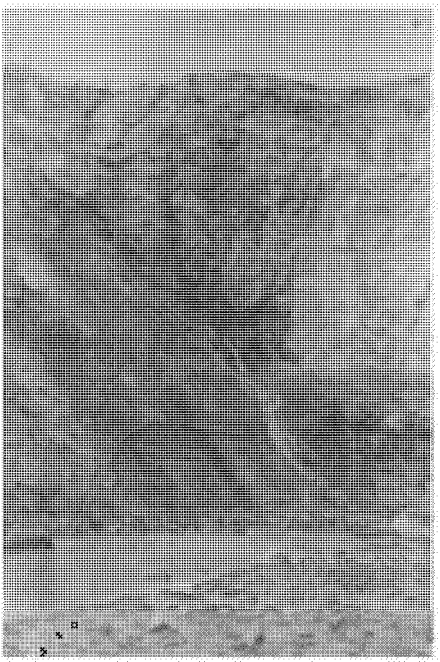


Рис. 21. Шабровский рудник. Тектоническая трещина в тальк-магнезитовых породах, из которой в карьер поступает основной приток подземных вод. Фото В. И. Антипина

Отмеченные особенности формирования трещинных зон горно-складчатого Урала заставляют по-новому рассматривать вопросы выделения водоносных горизонтов и комплексов. Если в платформенных регионах основным критерием служили фильтрационные свойства пород, сложившиеся в процессе их литификации, и структурно-стратиграфическое положение в артезианском бассейне, то на Урале эти признаки утрачивают смысл. Основное значение здесь имеют физические свойства пород, в частности, устойчивость к процессам выветривания и трещинная тектоника. С этой точки зрения совершенно не имеет значения образовалась ли, к примеру, терригенная сланцевая толща в силуре или карбоне. По условиям возникновения трещиноватости они совершенно однотипны. Но та же толща будет резко отличаться, например, от карбонатных или вулканогенных пород. Время образования имеет значение только в интрузивных массивах гранитовой формации, и то лишь по отношению к главной фазе уральского орогенеза — до нее или после. Поэтому в отличие от платформенных бассейнов на

Урале рассматриваются водоносные зоны и их комплексы, приуроченные к определенным фациальным группам пород, однотипным по условиям формирования трещиноватости.

II_1. Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах верхнего и среднего палеозоя Западно-Уральской зоны складчатости

Западно-Уральская зона складчатости представляет собой внешнюю часть Уральского складчатого сооружения, охватывающую значительную территорию западного склона (рис 22 см. вкл.). С востока она ограничивается контуром сплошного распространения доордовикских структур, с запада — появлением нижнепермских моласс. Крупные нарушения обычно оперяются густой сетью более мелких, с размерами смещений от нескольких сантиметров до десятков метров, довольно быстро затухающих по простиранию.

Формирование гидрогеологического облика зоны тесно связано со структурно-тектоническими и фациальными особенностями. Ее принято подразделять на три крупные структуры: Кожимо-Вишерскую, Язьвинско-Чусовскую и Бардымско-Айскую, которые оказывают некоторое влияние на формирование и распределение фациальных комплексов пород, их трещиноватость и водоносность (рис. 23 см. вкл.). Поэтому в последующем описании, общем для бассейна, приходится указывать на специфические особенности указанных структур.

В соответствии со структурно-фациальными условиями в пределах бассейна распространены: 1) водоносный комплекс отложений ассельского—артинского ярусов и водоносные комплексы зон трещиноватости; 2) терригенных отложений среднего — верхнего карбона; 3) отложений среднего карбона — артинского яруса нижней перми (верхняя карбонатная обводненная толща); 4) отложений визейского — башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща); 5) угленосных отложений нижнего карбона; 6) отложений среднего девона — турнейского яруса нижнего карбона (нижняя обводненная карбонатная толща); 7) терригенных отложений девона и карбона; 8) карбонатных отложений силура и нижнего девона; 9) терригенных отложений ордовика и силура; 10) терригенных отложений ашинской свиты кембрия; 11) карбонатных отложений клыктанской свиты.

1. Водоносные комплексы отложений ассельского — артинского ярусов — P_1as — а и зон трещиноватости терригенных отложений среднего — верхнего карбона — C_{2-3}

Терригенные отложения нижней перми, среднего и верхнего карбона образуют два самостоятельных водоносных комплекса, территориально обособленных друг от друга, но сходных по условиям водоносности, вследствие чего они описываются совместно. В Кожимо-Вишерской и северной части Язьвинско-Чусовской структуры терригенные отложения слагают только верхние части артинского и кунгурского ярусов. Нижняя часть артинских отложений, сакмарские, ассельские, верхний и средний карбон здесь представлены карбонатными породами. В южном части Язьвинско-Чусовской и Бардымско-Айской структурах вся толща нижней перми выходит за пределы Уральского бассейна, а средний и верхний карбон фациально замещаются терригенными осадками. Водовмещающими породами в них являются песчаники, конгломераты и алевролиты.

Частые фациальные изменения толщи по простиранию обусловливают отсутствие более или менее выдержанных водоносных горизонтов. В целом всю толщу необходимо рассматривать как сложную систему водоносных пластов и линз среди водоупорных аргиллитов и глинистых сланцев. В верхних горизонтах толщи развиты безнапорные трещинно-грунтовые воды. Ниже скважинами вскрывается несколько водоносных пластов и линз, отличающихся гидростатическим напором и качеством воды, что указывает на некоторую их обособленность друг от друга. Глубина залегания пьезометрического уровня изменяется в широких пределах, от самоизлива до 30 *м* ниже поверхности земли. Преимущественно она лежит в пределах 0—20 *м*. Расходы отдельных родников составляют от ничтожного до 15 *л/сек*, а суммарный расход рассеянных выходов до 35 *л/сек*. Чаще же расходы колеблются в пределах 0,1—10 *л/сек*. Дебиты скважин небольшие и очень редко превышают 6—10 *л/сек*, но чаще составляют 0,5—3 *л/сек*. Более высокие дебиты скважин и расходы родников отмечаются в линейных зонах повышенной трещиноватости. Минерализация подземных вод терригенных отложений, в зоне интенсивного водообмена изменяется от 0,05 до 0,68 *г/л*. Преимущественным распространением пользуются воды с минерализацией 0,2—0,4 *г/л* гидрокарбонатного кальциевого состава типа:

$$M_{0,05-0,40}\,\frac{HCO_3\,66\ SO_4\,22\ Cl\,12}{Ca\,65\ Mg\,19\ (Na+K)\,16}.$$

Реже встречаются воды сульфатного кальциевого состава типа

$$M_{0,40-0,68}\,\frac{SO_4\,83\ HCO_3\,13\ Cl\,4}{Ca\,87\ Mg\,10\ (Na+K)\,3}.$$

Вследствие общей небольшой водоносности нижнепермских терригенных отложений практическое значение комплекса невелико.

2. *Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего карбона — артинского яруса нижней перми (верхняя карбонатная обводненная толща)* — C_2—P_1a

Одной из особенностей Западно-Уральской зоны складчатости является широкое распространение карбонатных пород и связанных с ними трещинно-карстовых вод. В Кожимо-Вишерской и Язьвинско-Чусовской структурах в стратиграфическом разрезе карбонатных толщ выделяются три обводненные толщи, разделенные водоупорами. Верхняя толща охватывает отложения верхней части московского яруса, верхний карбон, ассельский, сакмарский и нижнюю часть артинского яруса нижней перми. Глинисто-карбонатные породы нижней части московского яруса являются региональным водоупорным ложем рассматриваемого комплекса. В бассейне р. Чусовой развиты породы только нижней части водоносной толщи, представленные известняками среднего и верхнего карбона. Нижнепермские карбонатные образования здесь замещаются осадками терригенных фаций и развиты только по западной окраине складчатой зоны. Еще южнее, в пределах Нижне-Сергинской синклинали, вся толща почти целиком сложена терригенными породами C_{2-3}.

Водовмещающими породами верхней карбонатной толщи являются известняки, доломиты и доломитизированные известняки. Водоносность этой толщи неравномерна. Характерным для нее является сосредоточение эффективной трещиноватости и закарстованности по плоскостям напластования и линейно вытянутым зонам, возникшим в результате тектонических движений. Между этими линейными зонами породы об-

ладают либо небольшой водоносностью в маломощной зоне выветривания, либо практически безводны. Весь комплекс довольно сильно закарстован. В нем встречаются все формы карста, описанные выше. Наибольшая глубина развития карстовых полостей, по данным Ю. А. Ежова (1963 г.), для верхней карбонатной толщи Кизеловского района наблюдается в долинах крупных рек, где пустоты встречаются на 140 *м* ниже современного базиса эрозии. С удалением к водоразделам нижняя граница распространения карста гипсометрически повышается и лежит на 50—100 *м* выше основной речной сети района.

Несмотря на карстовый характер циркуляции подземных вод, они образуют единое зеркало, вскрываемое свкажинами в широком диапазоне глубин — от 0 до 120 *м*. На водоразделах и склонах долин уровень свободный, а в руслах основных рек он нередко приобретает местный напор до 10—20 *м*. Фильтрационная неоднородность создает неравномерность в положении зеркала подземных вод. В линейных карстовых зонах в его поверхности образуются депрессии, наклоненные в сторону дренирующих рек, а в смежных слабо трещиноватых участках — куполовидные поднятия. На междуречных участках в таких зонах уровень подземных вод часто находится значительно ниже русел мелких боковых речных притоков, создавая условия для поглощения поверхностного стока и образования суходолов типа Ниж. Мальцевки, речек Опаленной, Сухой Абии, Сухого Кизела в районе г. Кизела, Поворотного Лога в бассейне р. Усьвы и др.

Разгрузка подземных вод нередко происходит в устьевой части таких суходолов, в контакте карстующихся пород с менее карстующимися или на участках, где их выход к дрене экранирован аллювиальными менее проницаемыми отложениями магистральных рек. Таковы родники в долине р. Кизела, до недавнего времени имевшие расход 0,3 *м*^{3}/*сек* и в настоящее время дренируемые горными выработками; родники в устье суходола р. Ниж. Мальцевки, проходящей вдоль тектонического нарушения в ядре Мальцевской антиклинали, имеющие расход до 0,4 *м*^{3}/*сек*. Такого же типа крупные родники у скалы Красный Камень суходола рч. Опаленной, имеющие расход 30—170 *л*/*сек* и используемые для водоснабжения г. Кизела, и ряд других. Многочисленные родники, выходящие за пределами локальных обводненных зон, имеют значительно меньшие расходы, изменяющиеся от 0,05 до 20—30 *л*/*сек*. Подавляющее количество характеризуется расходами в пределах 0,1—10,0 *л*/*сек*.

Неравномерные тектонические поднятия земной коры активизировали карстовые процессы на отдельных участках речных долин, вызвав образование подземных карстовых русел. В качестве примера можно привести р. Молмыс с расходом около 7 *м*^{3}/*сек* (по замерам в июле 1960 г.). При вступлении в зону разлома на восточном борту Суибской синклинали она на протяжении 200 *м* теряет $^2/_3$ своего расхода. В 3 *км* ниже отмеченного места, миновав по диагонали бóльшую часть разреза верхнего карбона, она полностью поглощается в карстовой котловине длиной 120 *м*, и далее на протяжении более 2 *км* русло реки заполняется водой только в паводковые периоды. Не доходя около 7 *км* до места впадения ее в р. Язьву, она вновь появляется на поверхности в виде мощных родников в зоне контакта верхнекаменноугольных известняков с пачкой переслаивающихся песчаников и известняков ассельского яруса. Можно указать также на верховья р. Ульвич, прокладывающей долину в тех же породах Суибской синклинали. В 1 *км* ниже устья р. Сухой она полностью поглощается с расходом около 1 *м*^{3}/*сек* и на протяжении 12 *км* имеет подземное течение в толще известняков. Поверхностный водоток на этом отрезке отсутствует

(рис. 24). Сосредоточенная разгрузка с расходом около 2 *м*³/*сек* происходит в 0,4 *км* ниже устья р. Талки, в контакте известняков с глинисто-карбонатной пачкой среднего карбона. Такой же участок имеется в южной половине Язьвинско-Чусовской структуры на р. Бол. Кумыш, которая при пересечении зоны тектонического контакта известняков верхнего и нижнего карбона исчезает в карстовые полости с расходом 306 *л/сек* (замер 26/VIII 1958 г.) и выходит на продолжении той же тектонической зоны у пос. Вынырок в виде крупного родника с расходом 1,0 *м*³/*сек*.

Не менее отчетливо неравномерность водоносности известняков проявляется и по пробуренным скважинам. В целом для всей толщи

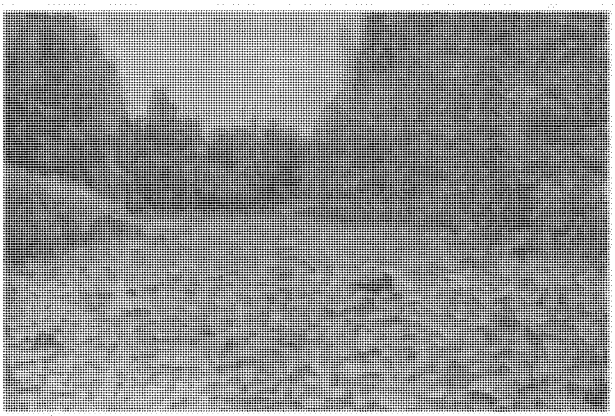


Рис. 24. Суходол р. Ульвич. Фото А. М. Катаева

дебиты скважин составляют от 0,02 до 48—50 *л/сек*, а удельные дебиты от 0,01 до 15,0 *л/сек*. Наиболее водообильные скважины приурочены к некоторым карстовым зонам. За пределами этих зон удельные дебиты не превышают 1 *л/сек*. С глубиной трещиноватость и закарстованность пород снижается. Для Кизеловского района Ю. А. Ежов (1963 г.) отмечает, что на абсолютной отметке порядка минус 300 *м* водоносность верхней карбонатной толщи становится ничтожной. На этих же глубинах почти полностью прекращаются процессы выщелачивания и окисления.

Наличие интенсивного водообмена обусловливает небольшую минерализацию подземных вод, которая колеблется в пределах 0,09—0,8 *г/л*, а чаще изменяется от 0,15 до 0,30 *г/л*. Типичный химический состав может быть выражен формулой

$$M_{0,09-0,8}\frac{HCO_3\ 80\ SO_4\ 13\ Cl\ 7}{Ca\ 67\ Mg\ 32\ (Na+K)\ 1}.$$

В переходных крайних западных районах в пермских отложениях местами встречаются гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,67—0,85 *г/л*.

3. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений визейского — башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща) — C_1v—C_2b

Этот водоносный комплекс сложен известняками, доломитизированными известняками и доломитами визейского, намюрского и башкирского ярусов. Водоупорным ложем его служат угленосные отложе-

ния нижнего карбона, а водоупорной кровлей глинисто-карбонатная пачка нижней части московского яруса. На востоке Язьвинско-Чусовской структуры толща сохранилась только в ядрах ряда мелких синклиналей, а на западе имеет почти сплошное распространение, выступая из-под осадков среднего и верхнего карбона в ядрах и на крыльях антиклиналей. В южной части структуры, где напряженность складчатости более высокая и породы разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями на отдельные блоки, эта водоносная толща встречается небольшими площадями на крыльях антиклиналей. Одновременно карбонатные породы становятся менее однородными, приобретают тонкослоистую структуру и среди них появляются прослои кварцевых песчаников.

Водоносность средней карбонатной толщи складывается различно в зависимости от условий ее залегания. В ядрах и крыльях антиклиналей карстующиеся породы выведены на поверхность под непосредственное воздействие атмосферных осадков и поверхностных вод, что способствует интенсивному выщелачиванию. В синклинальных складках те же известняки прикрыты водоупорной глинисто-карбонатной пачкой московского яруса, резко снижающей водообмен, а следовательно, и развитие карстовых процессов. Это имеет большое значение, если учесть ряд особенностей в литологическом составе толщи. Нижняя часть ее имеет повышенную глинистость, окремненность и битуминозность. Выше по разрезу известняки и доломиты становятся более чистыми, менее глинистыми и окремненными. Для них характерно наличие местами до шести горизонтов конгломератовидных и брекчиевидных известняков, фиксирующих кратковременные размывы в периоды седиментации осадков.

Наиболее мощным и выдержанным по площади является горизонт, приуроченный к подошве башкирского яруса. Наличие таких горизонтов облегчает процессы современного выщелачивания и определяет более сильную закарстованность средней карбонатной толщи. Наибольшая интенсивность карстопроявлений отмечается на площадях, где водоупорная пачка московского яруса отсутствует. Но и здесь они развиты весьма неравномерно, локализуясь главным образом вдоль зон тектонических нарушений, брекчированных известняков и контактов разнородных пород. В стороне от этих зон отдельные блоки остаются практически незакарстованными. В вертикальном разрезе более сильно закарстована верхняя часть до глубины порядка 150 *м*. Ниже она постепенно уменьшается, хотя отдельные полости встречаются на значительных глубинах.

В верхней зоне интенсивной трещиноватости и водообмена раскрытых структур подземные воды имеют единый бóльшей частью свободный уровень. В районах с глубоким врезом речной сети на водораздельных участках он нередко опускается до 50—100 *м*. Например, в бассейне рч. Синюхи, впадающей в р. Усьву и проложившей свою долину по зоне тектонического нарушения, уровень подземных вод находится на глубине свыше 100 *м*. В большинстве же случаев он лежит в пределах 0—10—15 *м*.

С увеличением глубины и уменьшением трещиноватости и закарстованности известняков происходит постепенное обособление водопроводящих каналов, а в закрытых структурах они, по-видимому, становятся преобладающими. С такими каналами часто связаны высоконапорные обильные воды, в то время как окружающие породы или их блоки являются монолитными и безводными. В условиях горного рельефа области питания таких каналов часто располагаются на различных пьезометрических высотах, создавая в них неодинаковый пьезометрический напор.

Так, например, при бурении опережающих цементационных скважин на шахте им. Ленина в Кизеловском районе в карстовых каналах, вскрытых на глубине от 59,8 до 92 *м*, пьезометрические уровни имели отметки 209,5—210,6 *м*, а на глубинах 107 и 141,7 *м* соответственно 205,6 и 184,0 *м*. В отдельных скважинах наблюдается самоизлив подземных вод с напором до +3,7 *м* над устьем скважин.

Неравномерная водоносность известняков, вызванная локальным развитием трещиноватости и закарстованности, отчетливо заметна по водоотдаче скважин. Дебиты их изменяются от почти безводных до 50 *л/сек* при самоизливе, а удельные дебиты от тысячных долей до 10—15 *л/сек* и более. Примерно 65% всех скважин имеют удельные дебиты до 1 *л/сек*; 20% — с удельным дебитом от 1 до 5 *л/сек* и в 15% скважин удельный дебит более 5 *л/сек*.

Дебиты многочисленных родников, судя по их крайне неустойчивому режиму, в основной своей массе характеризуют верхнюю зону открытых структур и изменяются в больших пределах. Наиболее распространены дебиты от 0,1 до 10 *л/сек*. В отдельных локальных водоносных зонах они достигают 2—3 *м*^{3}*/сек*. Таковы, например, четыре родника в устьевой части рч. Губашки, расход которых в период паводка достигает 3,2 *м*^{3}*/сек*; источник на р. Чаньве в пределах Коспашско-Полуденской синклинали с расходом до 1,8 *м*^{3}*/сек* и др. В течение года расход родников сильно изменяется в зависимости от количества выпадающих осадков. Так, наблюдения за режимом одного из четырех родников в устьевой части рч. Губашки фиксируют диапазон расходов от 0,52 до 471 *л/сек*. Родник, вытекающий в долине рч. Красной из зоны тектонического нарушения в ядре Коспашско-Полуденской синклинали, имеет расходы от 4 до 528 *л/сек*. Температура воды в родниках с переменным режимом изменяется от 0,5 до 10° С. Как и в предыдущей карбонатной толще, здесь наблюдается частичное или полное поглощение речного стока на одних участках и разгрузка в других. Такие участки чаще всего приурочены к выходам горизонта брекчированных сильно закарстованных известняков, лежащих в основании башкирского яруса, трещиноватость которых подновлена молодыми тектоническими движениями. Таковы, например, Мариинский и Ладейный суходолы на западном крыле Косьвинской синклинали, сток которых полностью поглощается карстовыми воронками. Разгрузка происходит в устьевой части в виде крупных родников с переменным расходом до 190—600 *л/сек*. К этому же горизонту приурочены выходы крупных источников в долинах рек Яйвы, Чаньвы, Койвы, Чусовой и др.

Нередко разгрузка карстовых вод происходит в русле рек. Примером может служить р. Поныш, которая, протекая по визейским известнякам, слагающим ядро Журавлинской антиклинали, теряет в паводок в карстовых воронках до 2 *м*^{3}*/сек* стока и на протяжении 3 *км* выше устьев притоков Сырой Поныш и Талки представляет собой типичный суходол. Разгрузка происходит в зоне контакта визе-намюрских и башкирских известняков в виде мощного субаквального родника Глухой Поныш в русле р. Чусовой, в 0,8 *км* выше впадения в нее р. Поныш. Скорость движения карстовых вод от места погружения до родника Глухой Поныш на расстоянии 6 *км* равна примерно 400 *м/ч*.

В зонах тектонических разломов карстовые воды опускаются на большие глубины, заходят в пределы закрытых структур, обусловливая там локальную, а местами сифонную циркуляцию. На поверхность они выводятся в пределах более мощных разломов, где образуются

родники, которые уступают по расходу карстовым родникам открытых структур, но обладают более постоянным режимом и температурой воды порядка 5—6° С. В качестве примера можно указать на родники Ратомский Ключ и Белый Камень, выходящие в зоне Усьво-Вашкорского надвига, проходящего по фронту складчатых структур в районе г. Чусового. Согласно режимным наблюдениям, выполненным Водоканалпроектом в 1952 г., расход Ратомского Ключа изменялся от 22,1 до 42,1 *л/сек*, а родника Белый Камень от 3,5 до 7,1 *л/сек*. Местами такая разгрузка происходит в руслах рек. Так, на р. Яйве, при пересечении ею Александрово-Загорского надвига у д. Ерзовки, серийными гидрометрическими замерами устанавливается, что на этом участке протяженностью около 2 *км* расход реки увеличивается за счет разгрузки подземны хвод на 1 $м^3/сек$.

Исключительно велика роль тектонических разломов в обводнении кизеловских каменноугольных месторождений, описанных в главе X. Общий приток воды в шахту 6 «Капитальная», очистные выработки которой расположены в зоне Луньевского надвига, составляет 1500—2800 $м^3/ч$. Он формируется за счет дренирования вод средней карбонатной зоны, питание которой усилено вследствие наличия гидравлической связи по надвигу с карстовыми водами верхней карбонатной толщи. Рудники с шахтными полями, удаленными от крупных тектонических разломов, пересекающих среднюю и верхнюю карбонатные толщи, имеют водопритоки 200—600 $м^3/ч$. Примечательно, что с опусканием очистных выработок глубже нижней границы зоны активного водообмена, соответствующей примерно отметке минус 220 *м*, притоки в шахты не увеличиваются, а, наоборот, имеют тенденцию к некоторому сокращению.

Это явление, по-видимому, связано с уменьшением доли статических запасов трещинно-карстовых вод. Первоначально формирование общей депрессии подземных вод от рудничного водоотлива происходило в верхней зоне активного водообмена с развитой сетью трещин, карстовых пустот и каналов, заключающих большие статические запасы. С углублением разработок ниже границы активного водообмена трещиноватость и закарстованность известняков уменьшается, а общая депрессия распадается на ряд отдельных воронок, приуроченных к локальным карстовым зонам с гораздо меньшими статическими запасами.

В однородных карбонатных породах тектонические нарушения способствуют улучшению гидравлической связи различных водоносных зон и расширению водосборной площади. В разнородных толщах они нередко оказывают обратное влияние. В этом отношении показательны гидрогеологические условия Уткинской синклинали. Для нее характерно наличие большого количества дизъюнктивных нарушений, придающих ей чешуйчато-блоковое строение. Каждый из блоков отделяется от других тектоническими контактами типа сбросов или надвигов, по которым приводятся в соприкосновение разновозрастные и литологически разнородные породы, делающие гидравлические системы каждого блока самостоятельными и слабо связанными с соседними лишь по верхней маломощной зоне выветривания. Наличие такой связи обусловливает для всех блоков единое водное зеркало, поверхность которого в сглаженной форме повторяет современный рельеф.

В Нижне-Сергинской синклинали средняя карбонатная водоносная толща слагает западное крыло. Она представлена переслаивающейся толщей интенсивно дислоцированных темно-серых и серых слоистых глинистых известняков, полимиктовых песчаников, углисто-глинистых и глинистых сланцев с прослоями мелко- и грубогалечниковых известко-

вистых конгломератов. Очень редко в отдельных участках она слагается чистыми массивными известняками. В долине р. Уфы вследствие сильной дизъюнктивной нарушенности она имеет блоковое строение. Сложное строение и большой удельный вес в литологическом составе терригенного материала резко снизили общую закарстованность и водоносность толщи. При гидрогеологической съемке Нижне-Сергинской синклинали в рассматриваемом комплексе пород зафиксировано всего 17 родников, большая часть которых имела расходы, не превышающие 1—5 *л/сек.* Лишь отдельные из них имели расход до 10 *л/сек.* Суммарная производительность родникового стока 50 *л/сек.* Выходы родников фиксировались почти исключительно в верхней части склонов речных долин в контакте известняков с песчаниками или сланцами. Общая небольшая водоносность толщи отчетливо проявилась при поисково-разведочных работах для водоснабжения, проведенных в долине р. Уфы в месте впадения в нее р. Серги. Несмотря на благоприятные условия питания за счет фильтрации речных вод, дебиты пробуренных скважин изменялись в широких пределах — от 0,06 до 28,1 *л/сек*, а удельные дебиты — от 0,001 до 10,6 *л/сек.* Такой большой диапазон колебаний параметров связан главным образом с характером литологического состава. Скважины, пройденные в слоистой толще песчаников, глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями известняков, имеют, как правило, удельные дебиты от 0,003 до 0,5 *л/сек.* Если же водосодержащими являются известняки или слоистая толща известняков с глинистыми сланцами и песчаниками, то удельные дебиты возрастают до 0,5—5 *л/сек.* В отдельных случаях при мощных прослоях известняков и более сильной их закарстованности удельные дебиты скважин достигают 6—11 *л/сек.*

Высокая скорость водообмена в средней карбонатной толще обусловливает низкую минерализацию подземных вод, изменяющуюся от 0,08 до 0,55 *г/л*, а чаще от 0,15 до 0,25 *г/л.* Почти всюду, за немногим исключением, вода имеет гидрокарбонатный кальциевый состав следующего типа:

$$M_{0,08-0,5}\ \frac{HCO_3\ 94\ SO_4\ 3\ Cl\ 3}{Ca\ 70\ Mg\ 16\ (Na+K)\ 1}.$$

4. Водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона — hC_1

Названный водоносный комплекс в Кожимо-Вишерской и Язьвинско-Чусовской структурах представляет собой региональный водоупор, разделяющий среднюю и нижнюю обводненные карбонатные толщи. Он выходит в крыльях антиклинальных поднятий и сложен переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, глинистыми сланцами, пластами угля, местами с прослоями известняков. В южной части (южнее ст. Кузино) угленосная свита постепенно фациально замещается карбонатными осадками, сливаясь с визе-намюрскими отложениями. Во многих районах Северного и Среднего Урала породы угленосной свиты хотя и сохраняют в целом водоупорный характер, однако содержат ряд слоев трещиноватых кварцевых песчаников с напорными подземными водами, разобщенных водоупорными пачками алевритов, аргиллитов и углистых сланцев. Наиболее мощными и хорошо выдержанными по площади являются так называемые «кровельные песчаники», залегающие над основной углесодержащей пачкой. Остальные пласты песчаников имеют обычно незначительную мощность, фациаль-

но неустойчивы и содержат незначительные ресурсы подземных вод. Суммарная мощность водосодержащих песчаников достигает 60—100 *м*.

Водоносность угленосной свиты находится в тесной зависимости от геолого-структурных условий залегания и тектонической нарушенности, но в целом остается весьма небольшой. Родники, выходящие из нее, немногочисленны. Чаще они имеют рассредоточенный выход в виде мочажин или слабых струек, заболачивающих прилегающую территорию. Расходы немногих сосредоточенных выходов не превышают 2—3 *л/сек* и лишь как исключение достигают 35 *л/сек*. Подавляющее большинство скважин имеют дебиты менее 1 *л/сек* при удельном дебите до 0,25 *л/сек*. Наиболее высокие дебиты, до 5—15 *л/сек*, имеют скважины, вскрывшие водоносный пласт «кровельных песчаников» или пересекших зоны тектонических нарушений. Нередко эти скважины фонтанируют с дебитом до 3 *л/сек*.

Более объективную картину водоносности пород угленосной свиты дают наблюдения за притоком в горные выработки Кизеловского каменноугольного бассейна, результаты которых могут быть распространены на смежные площади. При проходке ствола шахты «Восточно-Гремячинская 1» приток вначале составлял 0,9 *м*^{3}/*ч*. На глубине 82 *м* он достиг 20 *м*^{3}/*ч*, а при подготовительных работах увеличился до 49 *м*^{3}/*ч*. По стволам шахт 62 «Капитальная» и 63 «Капитальная» приток воды при пересечении «кровельных песчаников» достигал 70—80 *м*^{3}/*ч*. Притоки в шахту «Нагорная 2» при проходке ствола составляли 8—10 *м*^{3}/*ч*, увеличиваясь в весенний период до 32 *м*^{3}/*ч*. При проходке ствола шахты «Рудничная», по мере ее углубления по угленосной свите, притоки возрастали в основном за счет поступления воды из песчаников, зажатых между глинистыми и песчаными сланцами. На глубине 101 *м* они достигали 70 *м*^{3}/*ч*. При вскрытии «кровельных песчаников» приток резко увеличился до 240—300 *м*^{3}/*ч*, причем скважины, пройденные в забое ствола на глубину 25 *м*, фонтанировали с напором 4 *атм*. Водопритоки из углесодержащих горизонтов в период проходки горизонтальных выработок при условии отсутствия тектонических нарушений и деформации кровли от обрушения весьма незначительны и ограничиваются капежем. При этом общий приток по выработкам длиной 200 *м* редко превышает 3—5 *м*^{3}/*ч*. Приведенные примеры показывают, что в нормальных условиях при сохранении изоляции от подземных вод средней карбонатной обводненной толщи притоки в очистные выработки формируются главным образом за счет подземных вод «кровельных песчаников» и обычно не превышают 200 *м*^{3}/*ч*.

В естественных условиях подземные воды угленосной свиты имеют гидрокарбонатный кальциевый, реже гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый состав с минерализацией от 0,03 до 0,5 *г/л*, слабо щелочную или нейтральную реакцию. Типичный состав можно выразить формулой

$$M_{0,03-0,5}\,\frac{HCO_3\,75\ SO_4\,20\ Cl\,5}{Ca\,81\ (Na+K)\,16\ Mg\,3}.$$

Подземные воды, поступающие в горные выработки, интенсифицируют процессы окисления сульфидов железа, в большом количестве содержащихся в угленосной свите, и резко изменяют свой химической состав. Общая минерализация их возрастает до 2,5—3,0 *г/л* за счет сернокислых и железистых соединений. Вода приобретает кислую реакцию с pH<4 за счет появления серной кислоты до 50—60 *мг/л*. Содержание сульфатов достигает 1,5—2,0 *г/л* при почти полном отсутствии гидрокарбонатов, а железа — до 1,5 *г/л*.

5. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона — турнейского яруса нижнего карбона (нижняя карбонатная обводненная толща) — D_2—C_1t

Этот водоносный комплекс объединяет зоны трещиноватости в отложениях турнейского яруса, верхнего и среднего девона. Водоупорной кровлей служит угленосная свита нижнего карбона, а водоупорной подошвой — песчаники, аргиллиты и сланцы такатинской свиты среднего девона. Фациально-структурные условия толщи более сложные, чем в предыдущих. Напряженность складок и количество дизъюнктивных нарушений в ней значительно больше. В северной и средней частях Западно-Уральской зоны складчатости эта толща выходит на поверхность в замкнутых антиклинальных складках, вытянутых в субмеридиональном направлении, и по своим гидрогеологическим условиям соответствует обособленным открытым и полузамкнутым бассейнам трещинных и трещинно-карстовых вод. На Южном Урале она, наоборот, слагает синклинальные складки с более сложными условиями водоносности.

В литологическом составе нижней карбонатной толщи выделяются два типа разреза: карбонатный и карбонатно-терригенный. Первый имеет наиболее широкое распространение в Кожимо-Вишерской и в южной части Бардымско-Айской структуры, где он сложен серыми, светло-серыми слоистыми или массивными, местами рифогенными, известняками и доломитами, нередко глинистыми или битуминозными.

Терригенно-карбонатный тип разреза распространен преимущественно в Язьвинско-Чусовской структуре и особенно в Кизеловском районе. Он состоит из переслаивающихся и взаимно замещающихся известняков, доломитов, аргиллитов, песчаников, реже алевролитов. Карбонатный тип разреза в открытых структурах по своей водоносности во многом сходен со средней карбонатной толщей. Интенсивная циркуляция подземных вод приурочена к узким линейным зонам, связанным с тектоническими разрывами или контактами разнородных пород, трещиноватость которых подновлена молодыми движениями земной коры. Карстовые формы здесь отмечаются на больших глубинах, а отдельные полости встречаются на глубине 200—250 *м*. Дебиты скважин, пройденных в таких зонах, достигали 6—10 *л/сек* при удельном дебите не более 1,3 *л/сек*. Лишь некоторые скважины, находящиеся в гидравлической связи с рекой, имеют дебит до 43 *л/сек*, а удельный дебит до 3—7 *л/сек*. Между обводненными зонами располагаются блоки, имеющие ничтожно малую водоотдачу. Удельные дебиты скважин в них изменялись в пределах 0,0006—0,004 *л/сек*.

К ослабленным трещиноватым и закарстованным зонам приурочивается поглощение поверхностного стока, что приводит к образованию многочисленных суходолов. В качестве примера можно указать на суходол р. Шайтанки, впадающей в р. Чусовую, проложенный по фаменским известнякам в ядре Журавлинской антиклинали. Разгрузка поглощенных карстовыми воронками поверхностных вод происходит в долине р. Чусовой в 8 *км* выше устья суходола в виде мощного родника. Скорость движения от места поглощения до родника на протяжении 4,7 *км* составляет 270 *м/ч*. Юго-восточнее г. Чусового в крыле Исаковской синклинали, сложенной турнейскими и верхнедевонскими известняками, расположен Глуховский суходол, имеющий водосборную площадь 24 *км*^{2}. Разгрузка происходит в устье лога, при впадении его в р. Чусовую, в двух мощных родниках: Малого Глухого и Большого Глухого, расход которых в паводок достигает 0,5—0,7 *м*^{3}*/сек*.

Режим такого типа родников крайне непостоянен. Расход родника Малого Глухого даже в летние месяцы изменяется от 20 до 520 *л/сек*, а Большого Глухого, выходящего на более низкой отметке, от 200 *л/сек* в зимнюю межень до 700 *л/сек* в паводок. Наличие тектонически ослабленных зон в речных долинах нередко сопровождается полным поглощением их водотока. Наиболее ярким примером служит р. Вижай с расходом 10,5 *м*^{3}*/сек*, которая ниже пос. Косая Речка при подходе к крупной меандре спрямляет свой путь по карстовым каналам, оставляя так называемую «вижайскую петлю» сухой на протяжении почти всего года. Уровень подземных вод в турнейских известняках в пределах этой петли находится на глубине 5—8 *м*.

В монолитных блоках карстовые процессы чаще захватывают самую верхнюю зону известняков. Инфильтровавшиеся атмосферные осадки стекают по маломощной зоне выветривания к ближайшей речной сети, образуя многочисленные родники с небольшими расходами, в пределах 0,1—10 *л/сек*. Такие расходы родников являются преобладающими и составляют 78% от общего их числа. Расходы остальных родников, связанные обычно с локальными водоносными зонами, изменяются в пределах 10—50 *л/сек*, и 3% родников имеют расход свыше 50 *л/сек*. На интенсивность проявления карстовых процессов большое влияние оказывают структурные условия. Следует отметить, что при общей литологической разнородности толщи и слабой напряженности складок породы залегают сравнительно полого. Вертикальные эпейрогенические движения в совокупности с процессами эрозии выводят на поверхность то чистые карбонатные осадки, то перекрывающие их пачки водоупорных терригенных пород. В первом случае создаются благоприятные условия для проникновения поверхностных вод и развития карстовых процессов, нередко захватывающих всю толщу известняков до подстилающего водоупорного ложа. В этом отношении характерна водоносность известняков среднего девона, слагающих Пелинско-Золотихинскую моноклиналь (восточная окраина Кожимо-Вишерской структуры) Известняки здесь занимают высокое гипсометрическое положение, образуя широкие водораздельные участки. Перекрывающая их водоупорная пашийская свита отсутствует, а региональная водоупорная подошва из такатинских отложений вскрывается верховьями р. Вост. Рассохи (бассейн р. Колвы). Карстовые воды, получая питание на водоразделе, стекают по водоупорным песчаникам такатинской свиты в долину указанной реки и разгружаются в двух крупных родниках с расходом 50 и 500 *л/сек*, расположенных на расстоянии 800 *м* друг от друга. На участках, где известняки среднего девона перекрываются породами пашийской свиты, расход родников находится в пределах 0,1—0,8 *л/сек*, в редких случаях достигая 30 *л/сек*.

Общие черты водоносности сохраняются и в карбонатных породах южных районов Бардымско-Айской структуры, где они выполняют крупные синклинали, обычно соответствующие в рельефе межгорным понижениям. Однако такое геоморфологическое положение резко улучшает условия питания карстовых вод. В северных районах для большинства антиклинальных структур область питания трещинно-карстовых вод совпадает с контурами складок, и лишь отдельные широтные магистральные реки, пересекающие структуры, могут в какой-то степени увеличить водосборный бассейн. В синклиналях южных районов, как правило, область питания захватывает и соседние антиклинали, образующие горные хребты.

В качестве примера можно привести Улуирскую синклиналь, с которой связаны южно-уральские бокситовые месторождения. Эта синклиналь располагается в самой южной части Бардымско-Айской струк-

туры и зажата между двумя крупными антиклинальными поднятиями, образующими основные водораздельные хребты этого района. Улуирская синклиналь сложена известняками, доломитами верхнего девона и терригенно-карбонатными осадками среднего девона. Все породы разбиты многочисленными тектоническими нарушениями дизъюнктивного и пликативного характера. Сочленение ее с антиклинальными структурами происходит по серии тектонических разрывов. Карбонатные породы в различной степени закарстованы.

Отмеченные структурные условия предопределили основные черты гидрогеологии этого района. В нем довольно отчетливо выделяются территории с преобладанием стока, аккумуляции или разгрузки подземных вод. Водораздельные хребты, сложенные маловодоносными древними толщами, представляют собой область преимущественного стока. Подземные и поверхностные воды, попадая в область развития карбонатных пород, частично или полностью поглощаются карстовыми пустотами, оставляя русла рек и логов сухими на протяжении бо́льшей части года или резко сокращая их водоток. Такой характер имеют реки Каменка, Улуир, Ищелька, Блиновка, Кургазакский Лог и др. В карбонатных породах Улуирской синклинали происходит накопление больших запасов трещинно-карстовых вод как за счет стока с водораздельных хребтов, так и в результате непосредственного поглощения атмосферных осадков на площади развития известняков и доломитов. Разгрузка вод происходит в долине р. Ай, протекающей в ядре Улуирской синклинали, в которой отмечаются выходы многочисленных родников с расходом от ничтожного до 2 *м*³/*сек* и более. Из наиболее крупных выходов карстовых вод следует отметить источник Шумиха, выходящий двумя струями у подножия крутого левого склона долины р. Ай на высоте 2,5—5,0 *м* над урезом реки. Он представляет собой выход на поверхность поглощенных вод рч. Каменки, прошедших по подземным карстовым каналам расстояние более 3 *км* со скоростью около 120 *м*/*ч*. Режим его, как и большинства карстовых источников, крайне неустойчивый. Суммарный расход обеих струй колеблется от 9—12 *л*/*сек* в зимнюю межень до 3,2 *м*³/*сек* в паводковый период. Среднегодовой расход его составляет 130—142 *л*/*сек*. Второй аналогичный родник выходит в устье Кургазакского Лога на высоте 1 *м* над его тальвегом. Минимальный расход 32 *л*/*сек*; максимальный 610 *л*/*сек*, среднегодовой 62—75 *л*/*сек*.

Водоносность известняков и доломитов Улуирской синклинали крайне неравномерна. Наибольшая закарстованность и водоносность наблюдается в зонах тектонических разломов, к которым часто приурочиваются долины боковых притоков р. Ай. Таковы, например, долины рч. Каменки, Кургазакского Лога и многих других. Трещиноватость и закарстованность здесь прослеживаются до глубины более 250 *м*. В блоках известняков, не затронутых тектоническим дроблением, особенно в мелких антиклинальных складках, осложняющих основную Улуирскую синклиналь, карстовые процессы проникают на глубину не более 20—30 *м*, вследствие чего такие блоки мало обводнены. В одном из них в ядре антиклинали между долинами рч. Каменки и Кургазакского Лога была пройдена опытная шахта глубиной 264,5 *м*. Проходка ее сопровождалась водоотливом не более 10 *м*³/*ч*. Как только горизонтальные выработки вышли за пределы блока, приток резко возрос и достиг 350 *м*³/*ч*.

Карбонатно-терригенный тип разреза средней карбонатной толщи обладает большой литологической разнородностью и невыдержанностью водосодержащих пород. Условия локализации подземных вод

в нем неблагоприятны. Отдельные пласты карбонатных пород, зажатые среди водоупорных, содержат воды с напором до 50—100 *м*. Пьезометрические уровни на водоразделах опускаются до 30—50 *м*, а в речных долинах местами поднимаются до 10—18 *м* выше земной поверхности. Общая водоносность этих отложений небольшая. Расход родников варьирует в широких пределах. Для подавляющего количества их он не превышает 3 *л/сек*. Лишь отдельные из них, как, например, родник в долине р. Порожной (Кизеловский бассейн), имеют расход от 4 до 58 *л/сек*. Удельные дебиты основной массы скважин, в том числе и имеющих глубину 250—450 *м*, не превышают 0,5 *л/сек*. В более мощных пачках известняков, нарушенных тектоническими разрывами, производительность скважин повышается до 20—45 *л/сек* при удельном дебите до 4,3 *л/сек*.

Притоки воды из карбонатно-терригенных пород турнейского яруса, вскрытых в Кизеловском каменноугольном бассейне шахтой 33 «Капитальная» и шахтами 24—38, не превышали 35 $м^3/ч$. Скиповый ствол шахты 2 «Капитальная» проходился по турнейским отложениям в интервале глубин 343—772 *м* без водоотлива. Аналогичные условия наблюдались в шахте им. Ленина, где приток из турнейских отложений, вскрытых квершлагом на XIX горизонте, составлял 3—5 $м^3/ч$.

В открытых структурах, где господствует интенсивный водообмен, подземные воды имеют следующий типовой состав.

$$M_{0,09-0,35}\,\frac{HCO_3\,93\;Cl\,4\;SO_4\,3}{Ca\,70\;Mg\,25\;(Na+K)\,5}.$$

С увеличением глубины происходит постепенное увеличение минерализации до 0,6 *г/л*, сопровождающееся ростом содержания сульфатов, и воды приобретают смешанный сульфатно-гидрокарбонатный, кальциево-магниевый состав типа

$$M_{0,6}\,\frac{SO_4\,61\;HCO_3\,34\;Cl\,5}{Ca\,66\;Mg\,29\;(Na+K)\,5}.$$

В полузамкнутых структурах, где господствует замедленная циркуляция, подземные воды постепенно становятся сильно минерализованными, а местами превращаются в рассолы. Для них характерна сероводородная зараженность. Так, на западном крыле Главной Кизеловской антиклинали в некоторых скважинах на глубинах 70—113 *м* в известняках фаменского яруса вскрыты воды с содержанием сероводорода 1,4 *мг/л*. В более глубоких скважинах содержание сероводорода увеличивается до 10,2 *мг/л*. В районе г. Губахи скважиной в кварцевых песчаниках франского яруса на глубине 156—170 *м* вскрыты сульфатные кальциевые воды с минерализацией 2,4 *г/л* и содержанием сероводорода 69,7 *мг/л*. Еще южнее, в бассейне р. Чусовой, сероводородные воды вскрыты скважиной в долине р. Мерзлый Кын. При вскрытии турнейских известняков вода из скважины фонтанировала с дебитом до 6 *л/сек*, имела минерализацию 2,47 *г/л*, сульфатный кальциевый состав, аналогичный вышеприведенному, и содержание сероводорода 14 *мг/л*. В речных долинах, пересекающих зону разлома в верхне- и среднедевонских отложениях наблюдаются выходы сероводородных вод на поверхность. Таковы, например, родник в долине р. Усьвы в Гремячинской синклинали и родник на р. Серге у г. Ниж. Серги. Последний использовался для санаторного лечения и описан в разделе «Минеральные и термальные воды». Хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 88,6 *г/л* вскрыты в Кизеловском

районе скиповым стволом шахты 2 «Капитальная» на глубине 800 *м*. Их состав следующий:

$$M_{88,5}\,\frac{Cl\ 99{,}9\ HCO_3\ 0{,}1}{(Na+K)\ 84\ Mg\ 10\ Ca\ 6}.$$

6. Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений силура и нижнего девона — S,D_1

Основное распространение этот комплекс имеет в северной части Бардымско-Айской структуры, главным образом в Нижне-Сергинской синклинали. В Кожимо-Вишерской и Язьвинско-Чусовской структурах эта толща отсутствует. Стратиграфически ей здесь соответствуют терригенные породы, выступающие узкими полосами в ядрах антиклиналей. По литологическому составу выделяются два типа разреза: карбонатный и карбонатно-терригенный. Первый представлен преимущественно светло-серыми однородными массивными или неясно-слоистыми рифогенными известняками кобленцского яруса нижнего девона и нижней части лудловского яруса верхнего силура. В Нижне-Сергинской синклинали они вытянуты полосой шириною 3,5—7,5 *км* в меридиональном направлении на протяжении более 60 *км* (рис. 25). С запада и востока ограничены крупными тектоническими разломами типа надвигов. По западному тектоническому контакту лудловские известняки контактируют с карбонатно-терригенными отложениями венлокского яруса силура, верхнего девона и карбона, а на востоке кобленцские известняки соприкасаются с водоносным комплексом вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего палеозоя. В южной части полосы кобленцские и нижнелудловские рифогенные известняки разделяются слоистыми глинистыми известняками с прослоями песчаников и глинистых сланцев жединского и верхней части лудловского яруса, которые в северной части отсутствуют.

Водоносность и закарстованность известняков в плане и в разрезе крайне неравномерны. Они имеют преимущественно линейную локализацию, приуроченную к зонам тектонических нарушений и контактов с другими породами, фиксируемых по цепочкам карстовых воронок, слепых логов. К ним, как показали буровые и опытные работы, приурочены почти все долины мелких широтных речек, стекающих с Бардымского хребта. В вертикальном разрезе намечается два этажа карста. Верхний этаж связан с зоной выветривания и прослеживается до глубины порядка 80—120 *м*. В нем происходит поглощение атмосферных осадков и осуществляется сток по карстовым каналам и трещинам к дренирующей речной сети. Воды образуют здесь безнапорное зеркало, которое в сглаженной форме повторяет современный рельеф. Площади водосборов подземных вод совпадают с поверхностным. Глубина залегания уровня изменяется от 0 до 50 *м*.

Второй этаж вскрывается скважинами на глубинах 200—270 *м*. Его образование тесно связано с структурными и геоморфологическими особенностями полосы известняков. Поверхностный и подземный сток с некарстующихся и слабо водоносных пород Бардымского хребта в зоне тектонического контакта с известняками полностью поглощается, о чем свидетельствует резкий перепад в уровнях подземных вод, достигающий 30—40 *м*, и вовлекается в глубинную циркуляцию по отдельным карстовым каналам и локальным зонам. Разгрузка происходит совместно с водами верхнего этажа в крупных источниках, расположенных в долинах мелких широтных речек, в приконтактовой зоне кобленцских известняков с глинистыми жединскими и верхнелудлов-

скими известняками, песчаниками и сланцами. Последние являются своего рода водоупорным порогом, преграждающим движение карстовых вод к основным дренирующим артериям. Такой характер имеет ряд крупных родников: Щипанов ключ, Конный ключ, Шемахинский,

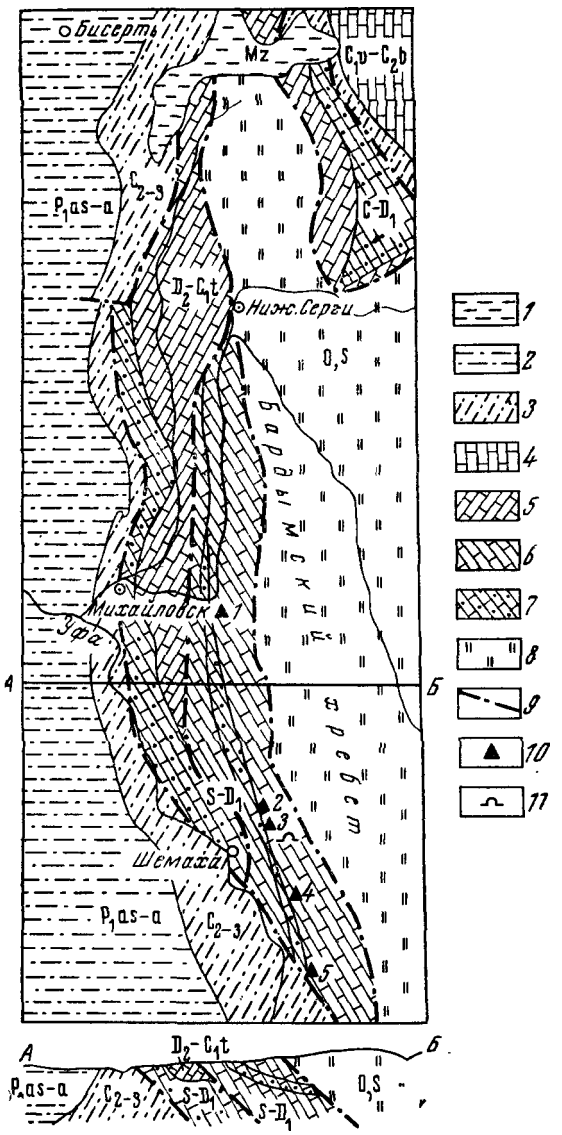


Рис. 25. Гидрогеологическая схема Нижне-Сергинской синклинали. Составил В. И. Антипин

1 — безводные мезозойские образования; *2* — водоносный комплекс отложений артинского, ассельско-артинского ярусов; *3* — водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений среднего — верхнего карбона; *4* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений визейского и башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща); *5* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона — турнейского яруса нижнего карбона (нижняя карбонатная обводненная толща); *6* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений силура — нижнего девона (карбонатный тип разреза); *7* — водоносный комплекс зон трещиноватости силура — нижнего девона (карбонатно-терригенный тип разреза); *8* — водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура (бардымская свита); *9* — основные тектонические разломы; *10* — крупные родники (цифры на карте): 1 — Щипанов ключ, 2 — Конный ключ, 3 — Шемахинский, 4 — Мельничный, 5 — Россыпной, *11* — вход в Сказовскую пещеру

Теплый ключ, Мельничный, Рассыпной и ряд других более мелких (см. рис. 25).

Режим основных из них показан на рис. 26, а главнейшие характеристики в табл. 5 (по данным наблюдений за 1961—1963 гг.).

Сопоставляя данные таблицы и графика, можно отметить, что родники, расположенные на высоких гипсометрических отметках, отличаются большим непостоянством режима. Коэффициент изменчивости (отношение среднемесячных величин максимального расхода к минимальному) для них достигает 93. В конце зимнего периода их расходы близки к нулю или даже равны ему. Родники с более низкими отмет-

ками выхода обладают сравнительно постоянным режимом и коэффициент изменчивости у них понижается до 4,3. В северной части, где жединские и верхнелудловские отложения отсутствуют, кобленцские и нижнелудловские рифогенные известняки образуют единую гидравлическую систему. Разгрузка карстовых вод в них происходит непосредственно в русле рек Демида и Серги, и по склонам долин родники не встречаются. Большая обводненность локальных зон здесь фиксируется буровыми скважинами, дебиты которых достигают 127 *л/сек*, при

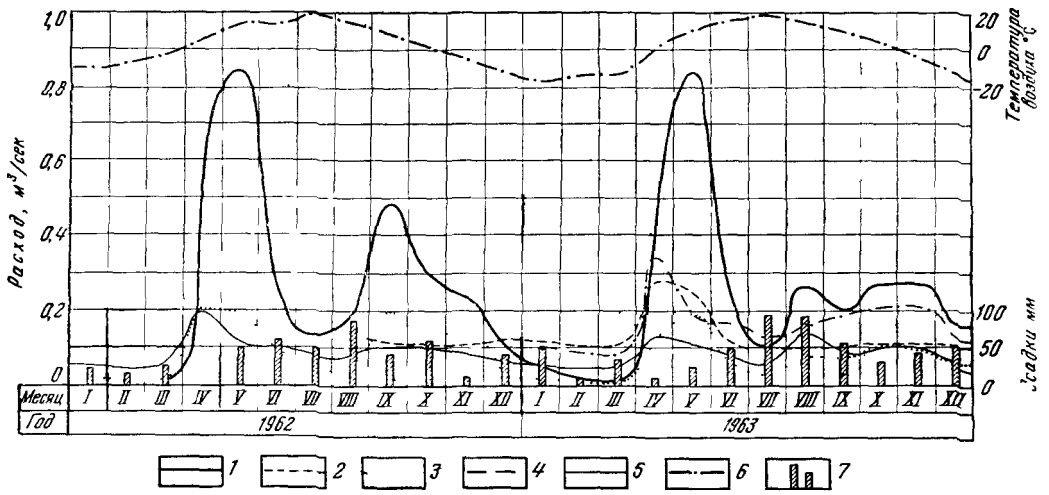


Рис. 26. График изменения среднемесячных расходов родников в контакте кобленцских и жединских известняков в Нижне-Сергинской синклинали

1 — Конный ключ; 2 — Шемахинский; 3 — Теплый ключ; 4 — Мельничный, 5 — Россыпной, 6 — среднемесячные температуры воздуха; 7 — месячное колнчество осадков, мм

Таблица 5

Основная характеристнка режима крупных источников Нижне-Сергинской синклинали

Нанменование родников	Абсолютная отметка выхода родника, *м*	Расход, *м³/сек*			Коэффициент изменчивостн расхода
		среднегодовой	максимальный среднесуточный	минимальный среднесуточный	
Щипанов ключ	Рассеянный	0,059	1,37	0,015	11,5
Конный ключ	284	0,25	2,68	0,004	93
Шемахинский	280	0,13	1,49	0,088	28
Теплый ключ	286	0,083	0,45	0,006	21
Мельничный	274	0,17	1,35	0,076	4,3
Рассыпной	278	0,090	1,38	0,035	4,3

понижении 3,16 *м*. В блоках известняков, лежащих между ними, водоносность резко падает. В большинстве скважин, пробуренных в таких блоках, в количественном отношении составляющих около 73% *общего их числа, дебиты изменялись от ничтожно малого до 5 л/сек*, а удельные дебиты преимущественно находились в пределах 0,001—0,5 *л/сек* и только в единичных случаях достигали 2,5 *л/сек*. В сква-

жинах, пройденных в локальных водоносных зонах, дебиты изменяются в пределах 5—127 *л/сек*, а удельные дебиты от 3 до 42 *л/сек*.

Карбонатно-терригенный тип разреза силура — нижнего девона в Нижне-Сергинской синклинали прослеживается на поверхности в виде двух разобщенных полос. Одна из них разделяет нижнелудловские и кобленцские известняки в южной части структуры. Она сложена темно-серыми слоистыми глинистыми известняками с прослоями песчаников и глинистых сланцев, датируемых жединским и верхней частью лудловского ярусов. Вторая полоса шириной от 1 до 3,5 *км* вытянута в меридиональном направлении по западной окраине примерно на 50 *км*. Она слагается темно-серыми слоистыми глинистыми известняками, доломитами, кварцевыми и аркозово-кварцевыми песчаниками ландоверийского и венлокского ярусов. На западе вся толща надвинута на каменноугольные отложения, а на востоке согласно перекрывается породами живетского яруса. Неоднородность литологического состава в сочетании с более интенсивным смятием пород обусловливает общую небольшую водоносность карбонатно-терригенных отложений и они нередко выполняют роль водоупорных горизонтов. Подземные воды циркулируют в верхней маломощной зоне выветривания отдельных пластов известняков и песчаников, а также по зонам, ослабленным тектоническими движениями.

Родники из этих пород немногочисленны, с расходом от 0,001 до 15 *л/сек* и, как исключение, до 30 *л/сек*. Дебит скважин обычно не превышает 1,0 *л/сек*, а удельный дебит не более 0,5 *л/сек*. В более мощных пачках известняков, нарушенных тектоническими подвижками и расположенных в речных долинах, где имеется возможность фильтрации поверхностных вод, дебиты скважин достигают 12 *л/сек*, а удельные дебиты до 3,0 *л/сек*.

Наличие интенсивного водообмена в карбонатной и карбонатно-терригенной толще силура — нижнего девона обусловливает следующий типовой состав воды:

$$M_{0,03-0,7}\,\frac{HCO_3\,94\ Cl\,3\ SO_4\,3}{Ca\,74\ Mg\,13\ (Na+K)\,13}.$$

В отдельных местах встречаются воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,3—0,6 *г/л*.

7. Водоносные комплексы зон трещиноватости в отложениях протерозоя и палеозоя

В этом разделе объединены сходные по гидрогеологическим условиям четыре водоносных комплекса зон трещиноватости, имеющих в Западно-Уральской зоне складчатости весьма ограниченное распространение.

В Кожимо-Вишерской и Айско-Чусовской структурах, особенно вдоль восточной их окраины, встречается водоносный комплекс зон трещиноватости в терригенных отложениях девона и карбона. Он сложен песчаниками, гравелитами и глинистыми сланцами. Водоносны среди них прослои песчаников и гравелитов. Общий глинистый состав толщи делает ее маловодоносной. Расходы немногочисленных родников в летний период изменяются от 0,1 до 0,5 *л/сек* и очень редко достигают 2—3 *л/сек*. Подземные воды в пластах песчаников нижнего девона Центральной Кизеловской антиклинали обладают напором, и в отдельных скважинах, пройденных в долине р. Кизела, наблюдается самоизлив с дебитом до 1,0 *л/сек*.

Дебит же большинства скважин не превышает 0,5 *л/сек*, а удельный дебит находится в пределах 0,005—0,2 *л/сек*.

Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура (бардымская свита) сложен вулканогенно-осадочными породами. Верхняя часть состоит из фтанитов, кварцито-песчаников, кремнисто-глинистых и алевритовых сланцев; нижняя — из диабазов, спилитов, порфиритов, туфоконгломератов, туфопесчаников и фтанитов с маломощными прослоями известняка. Весь комплекс пород слагает Бардымский хребет и Киргишанские увалы. Подземные воды связаны с верхней частью пород, подвергшихся выветриванию. На бо́льшей части площади оно проникает на глубину 15—30 *м*, и только в тектонических зонах опускается до 100 *м* и более. В летний период на склонах хребта выходят родники с дебитом от 0,2 до 2—3 *л/сек*, большинство которых зимой исчезают. Дебиты скважин преимущественно не превышают 0,29—0,55 *л/сек*, а удельные дебиты — 0,1 *л/сек*.

Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений кембрия (ашинская свита) и водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений клыктанской свиты выступают на поверхность небольшими массивами в Полюдовской антиклинальной структуре и в районе г. Чусового. По условиям водоносности они ничем не отличаются от аналогичных комплексов, описанных в соседнем бассейне грунтовых вод в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия.

Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия — II_2

Центрально-Уральское поднятие, занимающее водораздельную наиболее возвышенную часть горноскладчатого Урала, характеризуется преимущественным развитием древних метаморфических образований протерозоя и кембрия, слагающих Ляпинско-Исовской, Кваркушско-Каменногорский, Башкирский и Уралтауский мегантиклинории. Разделяющие их соответственно Улсовско-Койвинский и Билимбаевский синклинории сложены ордовикско-силурийскими осадочными отложениями, а Верхнекусинско-Зилаирский мегасинклинорий — протерозойско-палеозойскими осадочно-вулканогенными породами.

Все эти структуры осложнены складками более высоких порядков, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, в основном меридионального и субмеридионального простирания и прорезаны многочисленными жильными телами преимущественно диабазового состава. Некарстующиеся наиболее устойчивые к выветриванию породы слагают горные возвышенности и их склоны, а карбонатные отложения — преимущественно межгорные впадины. С поверхности на склонах гор развиты рыхлые песчано-глинистые элювиально-делювиальные отложения мощностью до 3—5 *м*, в межгорных впадинах — толща обломочных пород и глыбовых развалов максимальной мощностью на отдельных участках до 40—60 *м* при преобладающей до 10—20 *м*, а по долинам рек — аллювиальные отложения, крайне разнородные по гранулометрическому составу и невыдержанные по мощности и площади распространения.

Повышенное гипсометрическое положение этого древнего складчатого сооружения, расчлененного эрозией и густой сетью горных рек и речек, при многообразии литологического состава слагающих его пород с различной степенью и характером раздробленности создали свое-

образные гидрогеологические условия, значительно отличающиеся от других сочлененных с ними структур горноскладчатого Урала.

Подземные воды приурочены здесь к верхней трещинной зоне выветривания древних пород, зонам тектонических нарушений и контактов различных литологических разновидностей пород, жильным полям, а также к рыхлым покровным отложениям, гидравлически взаимосвязанным между собой, и представляют единый подземный поток преимущественно безнапорных вод, питание которого происходит за счет атмосферных осадков, а разгрузка по долинам рек и горным склонам. По условиям циркуляции они подразделяются на четыре типа: пластово-поровые, трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные, роль которых в формировании подземных вод крайне различна. *Пластово-поровые воды* покровных отложений играют в основном роль транзита — своеобразного проводника поверхностных вод и атмосферных осадков в трещинную зону, и только в аллювиальных отложениях речных долин и обломочных отложениях межгорных впадин они образуют небольшие скопления, регулирующие режим подземных вод трещинной зоны.

Трещинные воды, заполняя открытые трещины выветривания, отдельности, напластования и кливажа некарстующихся пород, развиты в основном в пределах повышенных участков рельефа до глубины 40—60 *м*, реже до 80 *м*, слагая бассейны трещинных вод, которые пользуются преобладающим площадным распространением, занимая около 80—85% всей площади описываемого гидрогеологического района. Повышенное гипсометрическое положение их, преимущественно выше современного базиса эрозии, при небольшой мощности трещинной зоны и низкой фильтрационной способности ее обусловило формирование в них в основном динамических запасов с незначительной водоносностью и с резко выраженным сезонным режимом. Дебиты родников и скважин в пределах развития трещинных вод исчисляются сотыми и десятыми долями литра в секунду, редко достигая 1,0 *л/сек* при коэффициенте сезонной неравномерности до 1 : 10 и более.

Трещинно-карстовые воды, циркулируя по трещинам и карстовым пустотам в зоне выветривания карбонатных пород, имеют незначительное площадное распространение в межгорных впадинах в виде нешироких меридионально вытянутых бассейнов в пределах Улсовско-Койвинского и Билимбаевского синклинориев, а также в более мелких структурах Башкирского поднятия. В силу низкого гипсометрического положения и более высокой водопроводимости трещинно-карстовой зоны подземные воды ее оказывают дренирующее влияние на трещинные воды, обусловливая дополнительное питание их и накопление как статических, так и динамических запасов. В результате обеспечивается наиболее высокая водоносность с дебитами родников до 500 *л/сек* и более, а скважин до 10—80 *л/сек* при более постоянном режиме подземных вод, особенно в мелких карбонатных массивах, где питание за счет подтока трещинных вод преобладает над атмосферным.

Трещинно-жильные воды приурочены к зонам дробления тектонических разломов, жильных тел и литологически разнородных контактов, обладающих повышенной трещиноватостью, прослеживающейся до глубины 100—200 *м* и более. Развиты они среди трещинных и трещинно-карстовых вод в виде линейно вытянутых водоносных зон преимущественно меридионального и субмеридионального простирания протяженностью от первых километров до десятков километров при ширине от 100—200 до 300 *м*. В рельефе местности они занимают пониженное положение и благодаря высокой водопроводимости играют роль естественных подземных дрен, которые аккумулируют подземный

сток с дренируемой ими площади, но ввиду малых емкостных возможностей способствуют накоплению в них преимущественно динамических запасов подземных вод, разгружающихся довольно устойчивыми и наиболее высокодебитными родниками — до 10—25 *л/сек* в некарстующихся породах и до 100—500 *л/сек* и более в карбонатных, при максимальных дебитах скважин до 50—80 *л/сек*. Уровень их в условиях экранирующего влияния глинистых покровных отложений носит напорный характер.

Все эти типы подземных вод, слагая единый подземный поток, залегают на глубине от 0 до 60 *м* при преобладающем до 10—20 *м* с характерными для Центрально-Уральского поднятия условиями питания, стока, разгрузки, режима и химического состава подземных вод, определяющимися четырьмя основными факторами: литологическим составом водовмещающих пород, тектоническим строением и геоморфологическим положением и в меньшей мере климатическими условиями его. Различное сочетание этих факторов предопределило крайне разнообразные гидрогеологические условия района на отдельных участках, но в целом характерные особенности его проявляются в следующем.

Благодаря водораздельному положению, сильной расчлененности рельефа и приуроченности подземных вод к маломощной трещинной зоне Центрально-Уральское поднятие является одновременно областью питания, стока и разгрузки подземных вод, причем область питания соответствует площади его распространения, а разгрузка только частично происходит за его пределами, подпитывая подземные воды сочлененных с ним гидрогеологических районов Западно-Уральской зоны складчатости и Восточного Урала, занимающих пониженное гипсометрическое положение.

Подземный поток Центрально-Уральского поднятия, повторяя в сглаженной форме рельеф дневной поверхности, расчленяется субмеридиональной грядой безводных скальных горных хребтов и отдельных вершин гор главного Уральского водораздела на западный и восточный и имеет в основном субширотное направление, вкрест простирания геологических структур Урала. Поверхностный сток с водораздельной части гольцовой зоны частично идет на питание подземных вод трещинной зоны, а значительная доля его дает начало многим горным речкам камской, уральской и тобольской систем. Долины этих рек, пересекая горный Урал преимущественно в субширотном направлении, в свою очередь прорезают зону трещиноватости на более низких отметках и дренируют подземные воды ее, обусловив на этих микроучастках субмеридиональное направление подземного потока к дренирующим его рекам. Субмеридиональное движение его отмечается также в пределах развития трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод в узколокальных линейных зонах, а также в центральной части крупных карбонатных массивов, по которым проложили свои русла реки соответствующего направления.

Разгрузка подземных вод описываемого района обусловлена структурными особенностями его, основным направлением движения подземного потока и различной водопроводимостью водовмещающих пород трещинной зоны, предопределивших неравномерность разгрузки и различные формы ее. В условиях субмеридионального простирания геологических структур при субширотном направлении подземного потока основная разгрузка, как и накопление подземных вод, происходит в пределах линейно вытянутых водоносных зон, характеризующихся высокой водопроводимостью и низким гипсометрическим положением в рельефе. Наиболее мощная разгрузка подземных вод происходит по зонам разломов в долинах рек в виде высокодебитных родников

и подрусловых потоков, нередко обеспечивающих незамерзающие русла рек в зимнее время. Несколько иная природа разгрузки отмечается по зонам литологических контактов с различными фильтрационными свойствами контактирующих пород, где слабо фильтрующиеся породы, залегая ниже по потоку, являются своеобразными барражами, преграждающими путь подземному потоку и способствующими выходу его на дневную поверхность даже на крутых горных склонах в виде серии восходящих и нисходящих родников, мочажин и заболоченностей вдоль приконтактовой зоны. За пределами линейных водоносных зон подземные воды разгружаются как в долинах рек, так и по горным склонам в крутых перегибах рельефа в виде малодебитных родников, образующих мочажины и заболоченности, которые дают начало малым горным речкам. В зимнее время значительная часть родников исчезает, а истоки рек смещаются при этом на 7—8 *км* ниже по потоку.

Не менее характерной и отличительной особенностью для Центрально-Уральского поднятия является довольно резко выраженная высотная зональность как по степени водоносности пород, так по режиму подземных вод и химическому составу их. Так, гольцовая зона водораздельных участков практически безводна. Склоновая зона горных возвышенностей выше современного базиса эрозии слабоводоносна и характеризуется резко выраженным сезонным режимом; дебиты родников не превышают 5—7 *л/сек* при преобладающем до 1,0 *л/сек*, а зимой сокращают свой расход на 50—90% или исчезают совсем. Зона пониженных участков межгорных впадин и придолинных участков рек более водоносна, особенно в пределах закарстованных карбонатных пород и линейных водоносных зон, и характеризуется относительной стабильностью режима подземных вод, так как значительная доля питания их происходит за счет подтока подземных вод с горных склонов.

Высотная гидрохимическая зональность подземных вод выражается увеличением минерализации с соответствующим изменением химического состава воды от повышенных участков к пониженным. В пределах горных возвышенностей и их склонов, характеризующихся глубокой изрезанностью рельефа с превышением их на 600—1000 *м* над долинами рек при незначительной мощности водоносной зоны, способствующих высокой динамичности подземного потока и активному водообмену, развиты преимущественно ультрапресные воды с минерализацией до 0,1 *г/л*. В пониженных участках межгорных впадин развиты пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,2—0,3 *г/л* на Северном и Среднем Урале и до 0,4—0,8 *г/л* — на Южном. Кроме того, в пределах зоны ультрапресных вод на более возвышенных участках, тяготеющих к водоразделам с наиболее интенсивным водообменом, развиты сульфатно-гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные и смешанные по катионному и анионному составу воды с минерализацией до 0,06—0,07 *г/л*. Ниже на более пологих склонах гор преимущественным распространением пользуются гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией от 0,05 до 0,1 *г/л*.

Кроме отмеченной высотной зональности, распределение подземных вод по степени их водообильности в разнообразном комплексе пород Центрально-Уральского поднятия подчинено в основном трещинной тектонике и литологическому составу водовмещающих пород, поразному реагирующих на тектонические подвижки и климатические факторы выветривания.

Более пластичные сланцеватые осадочные и эффузивные породы, реагирующие на тектонические движения смятием, гофрировкой, плойчатостью, сопровождающихся кливажом течения, образуют мелкую

густую сеть трещиноватости, развитую до глубины 15—60 *м*. Полости трещин в них преимущественно выполнены глинистым материалом, что обусловливает слабую фильтрационную способность пород зоны выветривания. Зоны тектонических разломов в таких породах выполнены в основном структурными глинами до глубины 100 *м* и более и только бортовые части их в некоторых разновидностях пород, в основном в эффузивах, обладают повышенной трещиноватостью.

В жестких, не податливых смятию, горных породах типа известняков, кремнистых сланцев, кварцитов, кварцито-песчаников и других, где складкообразование сопровождалось кливажом разрыва, создана более редкая сеть преимущественно открытых трещин, способствующих усиленной циркуляции по ним подземных вод, а также карстованию известняков, увеличивая фильтрационные свойства последних. В зонах тектонических разломов эти породы сильно раздроблены и интенсивно трещиноваты на большую глубину — до 150—200 *м*.

Учитывая, что литологический состав играет определяющую роль в водообильности пород трещинной зоны, в ее пределах выделяются отдельные водоносные комплексы. В основу выделения их положен литолого-стратиграфический признак. При этом литологические комплексы пород, однотипные в гидрогеологическом отношении и слагающие единую, но разновозрастную толщу, объединены в один водоносный комплекс. Всего в пределах Центрально-Уральского поднятия среди протерозойско-палеозойских пород в стратиграфической последовательности выделяется 13 водоносных комплексов зон трещиноватости, причем семь первых из них развиты преимущественно на Северном и Среднем Урале, остальные шесть — на Южном, в связи с чем описание по этим подрайонам дается раздельно. Все эти комплексы гидравлически взаимосвязаны между собой и в зависимости от гипсометрического положения подпитывают или дренируют друг друга. Наиболее водообильными из них являются водоносные комплексы карбонатных отложений, которые участками используются или разведаны для централизованного водоснабжения городов и рабочих поселков; менее водообильны комплексы трещинной зоны некарстующихся пород. Основное сосредоточение подземных вод в них приурочено к линейным водоносным зонам, которые в большинстве случаев пригодны для водоснабжения мелких промышленных и сельскохозяйственных объектов. При прочих равных условиях наибольшая водообильность зоны трещиноватости наблюдается в придолинных участках рек, где мощность трещинной зоны больше, а фильтрационные свойства ее выше.

Выделенные водоносные комплексы с краткой характеристикой каждого из них приводятся на сводных гидрогеологических колонках водоносных комплексов зон трещиноватости (рис. 27, 32), а расположение их — на соответствующих картах и разрезах.

СЕВЕРНЫЙ И СРЕДНИЙ УРАЛ

В пределах Северного и Среднего Урала развиты следующие водоносные комплексы зон трещиноватости: карбонатных отложений ордовика и силура O, S, терригенных отложений ордовика и силура O, S, терригенных отложений кембрия Cm, вулканогенных пород верхнего протерозоя—кембрия βPt_3—Cm, метаморфизованных сланцевых образований верхнего протерозоя—кембрия sPt_3—Cm, метаморфических образований верхнего протерозоя—кембрия gPt_3—Cm, карбонатных отложений клыктанской свиты Pt_3kl (см. рис. 27, 28 вкл).

1. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений ордовика и силура — O, S

Водоносный комплекс карбонатных отложений ордовика и силура является одним из наиболее водообильных в пределах Центрально-Уральского поднятия. Водовмещающие породы его представлены известняками, доломитами, мраморизованными и доломитизированными известняками с прослоями глинистых и хлорит-карбонатных сланцев. Развит он в пределах синклинальных структур, в частности в Улсовско-Койвинской, Билимбаевской и Безгодовско-Пашинской, а также вдоль западного борта Центрально-Уральского поднятия на Северном Урале, вдоль восточного и южного бортов Кваркушско-Каменногорского антиклинория. Слагая преимущественно ядра синклинальных структур, реже крылья и ядра небольших антиклиналей, карбонатные отложения всюду ограничиваются слабоводоносными терригенными отложениями и только по тектоническим разломам на Северном Урале они участками контактируют с различными метаморфическими и вулканогенными породами протерозоя — кембрия и более молодыми терригенными и карбонатными отложениями девона и карбона (рис. 28).

Благодаря осложненности основных структур складками более высокого порядка и тектоническими нарушениями, а также вследствии ундуляций шарнирных частей складок карбонатные отложения имеют островное развитие, в виде меридионально вытянутых массивов, что обусловливает развитие трещинно-карстовых вод в виде отдельных бассейнов.

Геоморфологически карбонатные массивы занимают пониженные участки рельефа, слагая наиболее глубокие части межгорных депрессий. С поверхности известняки неравномерно закарстованы и перекрыты песчано-глинистыми элювиально-делювиальными, а по долинам рек аллювиальными отложениями, которые экранируя трещинно-карстовый горизонт в наиболее пониженных участках, обусловливают напорный характер его. Об этом свидетельствуют многочисленные выходы восходящих родников, хотя преобладающим распространением пользуются безнапорные воды, залегающие на глубине от 0 до 30—35 *м* с амплитудой сезонных колебаний до 6 *м* на возвышенных участках рельефа и до 1—2 *м* — на придолинных.

Поверхностный карст, представленный задернованными воронками, провалами, реже пещерами, тяготеет в своем развитии к склонам депрессий, долинам рек и логов. На глубине карстопроявления фиксируются по скважинам в виде мелкой кавернозности, нередко и более емкими полостями, размером от 0,2 до 15 *м*, частично или полностью выполненными песчано-глинистым, гравелистым или щебенистым материалом.

Мощность трещинной зоны известняков прослеживается в основном до глубины 80—100 *м*, достигая 170—200 *м* в придолинных участках рек и тектонически ослабленных зонах. Ниже трещиноватость носит волосной характер или затухает совсем. Карстовые процессы в зоне выветривания развиты на глубинах до 50—60 *м*, а в зонах разломов до 100—120 *м*.

Низкое гипсометрическое положение водоносного комплекса обусловило слабую дренированность его и благоприятные условия для накопления в нем подземных вод за счет подтока последних из соседних водоносных комплексов, залегающих гипсометрически выше поверхностного стока, поглощенного карстом, и инфильтрации атмосферных осадков. Такие условия питания при соответствующем геоморфологическом положении его обусловили субширотное направление под-

Группа	Система	Свита	Геологический индекс	Литологическая колонка	Мощность толщи, м	Литологический состав толщи	Водоносные комплексы зон трещиноватости	Дебит, л/сек: от — до / преобладающий: родников	Дебит, л/сек: от — до / преобладающий: скважин	Удельный дебит скважин, л/сек: от — до / преобладающий	Качество подземных вод: Минерализация, г/л: от — до / преобладающая	Качество подземных вод: Типовой ионный состав	Современное использование подземных вод водозаборами и водоотливами
Палеозойская	Силурийская, ордовикская	Шугорская (O_{2-3})	O, S		100-600	Известняки, доломиты с прослоями глинистых и карбонатных сланцев, реже мраморы, мраморизованные известняки	Карбонатных отложений ордовика и силура	0,1—550 / 1—10	0,03—80 / 1—10	0,007—17 / 0,5—2,0	0,04—0,4 / 0,1—0,2	$\frac{HCO_3 85}{Ca52Mg33}$	Разведаны три месторождения с эксплуатационными запасами от 6,5 до 15,0 тыс $м^3$/сутки
	Силурийская, ордовикская	Безгодовская, малобасегская, полюдовская, билимбаевская, шунутская, бардымская, шайтанская, хыдейская, тельпосская	D, S		200-3000	Сланцы, глинистые, филлитовидные, глинисто-карбонатные с прослоями известняков, песчаники, конгломераты, реже гравелиты, прослои порфиритов и зеленых сланцев	Терригенных отложений ордовика и силура	0,01—250 / 0,1—1	0,05—6 / 0,2—1	0—0,3 / До 0,01	0,04—0,3 / 0,1—0,2 0,07—0,2 / 0,07—0,1	$\frac{HCO_3 88}{Ca65Mg20(Na+K)15}$ $\frac{HCO_3 88}{Ca55Mg32(Na+K)13}$	Не используются
	Кембрийская	Ашинская, косьвинская	Cm ($\mathcal{E}_2$-$\mathcal{E}_3$)		500-4000	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, песчано-глинистые, реже глинистые сланцы с редкими прослоями известняков	Терригенных отложений кембрия	0,03—15 / 0,1—0,5	0,05—7,5 / До 1	0—0,7 / До 0,04	0,03—0,06 / 0,03—0,04 0,04—0,15 / 0,07—0,1 0,04—0,2 / 0,08—0,1	$\frac{SO_4 40HCO_3 39Cl21}{(Na+K)44Mg38Ca21}$ $\frac{HCO_3 73SO_4 16Cl11}{Ca62(Na+K)28Mg10}$ $\frac{HCO_3 81SO_4 15}{Ca51Mg39(Na+K)10}$	То же
Протерозойско-палеозойская	Кембрийская	Косьвинская, маньинская, шокурьинская, висимская	βPt_3-Cm		200-2000	Порфириты, спилиты, липаритовые порфиры, альбитофиры, их туфы, реже зеленые сланцы, кератофиры, ортофиры, прослои сланцев и песчаников	Вулканогенных пород верхнего протерозоя — кембрия	0,05—5 / 0,1—0,5	Нет	Нет	0,06—0,1 / 0,07—0,1	$\frac{HCO_3 81SO_4 12}{Ca67Mg19(Na+K)14}$	—„—
		Маньинская, висимская, верхне-хобеинская	sPt_3-Cm		600-2000	Сланцы филлитовые с прослоями и пачками доломитов, известняков, кварцито-песчаников, песчаников, реже зеленых сланцев и конгломератов	Метаморфизованных сланцев образований верхнего протерозоя—кембрия	0,1—70 / 0,1—5	0,05—2,8 / До 1	0—0,13 / До 0,05	0,01—0,2 / 0,05—0,1	$\frac{HCO_3 78SO_4 18}{Ca56Mg32(Na+K)12}$	—„—
		Нижне-хобеинская, ослянская	gPt_3-Cm		300-1000	Кварциты, кварцито-песчаники с прослоями филлитовых и слюдистых сланцев	Метаморфических образований верхнего протерозоя—кембрия	0,2—75 / 1—5	Нет	Нет	0,03—0,2 / 0,08—0,1 0,04—0,1 / 0,05—0,07	$\frac{HCO_3 79Cl12}{Ca55(Na+K)44}$ $\frac{HCO_3 59Cl25SO_4 19}{(Na+K)43Ca29Mg28}$	—„—
Протерозойская		Клыктанская	$Pt_3 kl$		150-500	Доломиты, известняки доломитизированные и мраморизованные, мраморы с прослоями известковистых филлитовых сланцев	Карбонатных отложений клыктанской свиты верхнего протерозоя	0,2—40 / 0,2—10	0,05—15 / 8—15	0—15 / 3—9	0,08—0,25 / 0,13—0,17	$\frac{HCO_3 92}{Ca50Mg41}$	—„—

Рис. 27. Сводная гидрогеологическая колонка водоносных комплексов зон трещиноватости Центрально-Уральского поднятия (Северный и Средний Урал). Составила А. С. Веретенникова

земного потока в периферических частях трещинно-карстовых бассейнов, переходящее в субмеридиональное, параллельное геологическим структурам в осевых (центральных) частях этих бассейнов, в соответствии с направлением основных речных дрен. Именно к субмеридиональным придолинным участкам рек Улсовско-Койвинского синклинория — Вишеры, Улса, Тыпыла, Косьвы, Кырьи — приурочена наибольшая водообильность водоносного комплекса, характеризующегося здесь

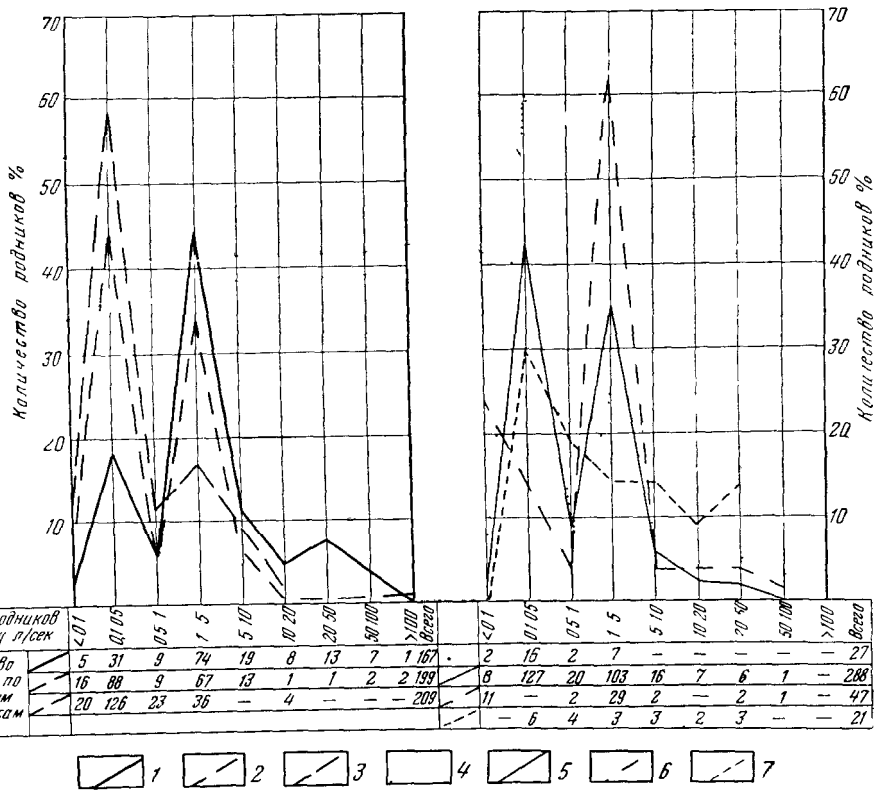


Рис 29 График распределения родников по дебиту водоносных комплексов зон трещиноватости на Северном и Среднем Урале Составила Л С Архангельская

Линии распределения родников по комплексам *1* — карбонатных отложений ордовика и силура *2* — терригенных отложений ордовика и силура *3* — терригенных отложений кембрия, *4* — вулканогенных пород протерозоя — кембрия *5* — метаморфизованных сланцевых образований верхнего протерозоя — кембрия *6* — метаморфических образований верхнего протерозоя — кембрия, *7* — карбонатных отложений клыктанской свиты верхнего протерозоя

выходами наиболее высокодебитных родников, с расходом преимущественно от 10 до 80 *л/сек* Уникальным из них является восходящий родник 60, рассредоточенный на протяжении 200 *м* в долине р. Тыпыла с суммарным дебитом 555 *л/сек* В то же время в пределах всего описываемого комплекса преобладающим распространением пользуются родники с дебитом 1—5 *л/сек* при минимальном 0,1 *л/сек* (рис. 29).

Обводненность трещинно-карстового горизонта в пределах Улсовско-Койвинского синклинория заметно уменьшается в южном направлении по мере расчленения трещинно-карстового бассейна на отдельные более мелкие, для которых характерно увеличение прослоев сланцев среди известняков, снижающих фильтрационные свойства всей толщи. Так, на одном из них из семи скважин, вскрывших переслаивающуюся толщу известняков с песчаниками и сланцами, шесть имели дебит до 1 *л/сек* и только одна, пройденная в долине р. Медведки

вблизи тектонического нарушения, имела дебит 5,4 *л/сек* при удельном 1,0 *л/сек*. К этой же зоне приурочен родник на р. Медведке с дебитом до 47 *л/сек*

Южнее, в придолинных участках рек Межевая Утка, Черемша дебиты разведочно-эксплуатационных скважин достигали 60—80 *л/сек*, а поисковых — до 5—17 *л/сек*. По мере удаления скважин от рек дебиты их заметно снижаются, составляя от 0,2 до 5 *л/сек*, как это видно по карте и разрезу Черемшанского месторождения (рис. 30). Известняки здесь характеризуются резко выраженной анизотропностью с повышенными фильтрационными свойствами в меридиональном и субмеридиональном направлениях и пониженными в субширотном, что обусловливает меридионально вытянутые вдоль речных долин формы депрессионных воронок, образованных в процессе откачек скважин.

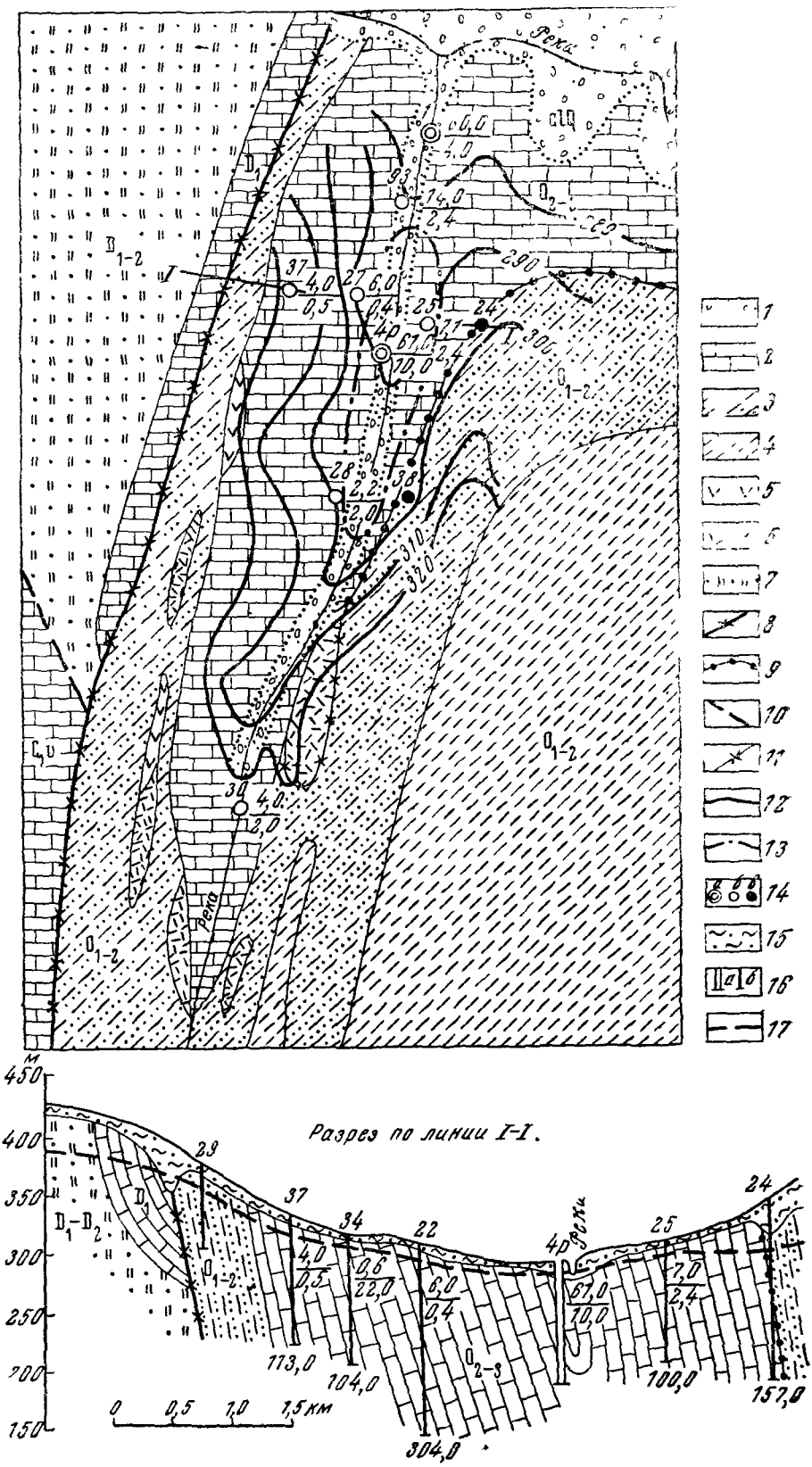
По аналогии с этим можно полагать, что анизотропность свойственна всем карбонатным массивам описываемого водоносного комплекса и связана с линейной вытянутостью водоносных зон среди сравнительно менее водообильных и даже участками практически безводных известняков. В пользу этого суждения говорит приуроченность наиболее высокодебитных родников к линейно вытянутым зонам в придолинных участках рек, в сводовых частях меридионально вытянутых антиклинальных структур, в тектонических разломах и на контактах известняков с некарстующимися преимущественно терригенными породами. Наиболее водоносный тектонический разлом фиксируется в районе пос. Вая серией родников с дебитом от десятых долей до 70 *л/сек* (родник 33).

Вторая аналогичная водоносная зона тектонического разлома проходит восточнее пос. Велс по контакту известняков с метаморфическими породами протерозоя и со сланцами ордовика и фиксируется родником 29 с дебитом 200 *л/сек* в долине р. Чувалки. Менее значительные по протяженности водоносные тектонические зоны субширотного простирания фиксируются в верховьях рек Койвы и Усьвы. Пересекая зону разлома, р. Усьва не замерзает в зимнее время по всей ширине русла, получая значительную долю питания за счет вод указанной зоны. Водоносные зоны литологически неоднородных контактов прослеживаются в Улсовско-Койвинском синклинории по восточному контакту известняков с конгломератами и сланцами ордовика и отмечаются серией рассредоточенных восходящих или нисходящих родников с суммарным расходом до 25—30 *л/сек*.

За пределами водоносных зон дебиты скважин и родников, как правило, не превышают 5 *л/сек*, при преобладающем до 1,0 *л/сек*. В пределах наиболее повышенных водораздельных участков встречаются практически безводные известняки.

Химический состав трещинно-карстовых вод в естественных условиях довольно стабильный, преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,04 до 0,4 *г/л*, увеличивающейся в основном в южном направлении, максимальной величины достигает в «малых» бассейнах. Преимущественным распространением пользуются подземные воды с минерализацией от 0,1 до 0,2 *г/л*, развитые в пределах Улсовско-Койвинского синклинория. Ультрапресные воды с минерализацией до 0,1 *г/л* развиты в основном аномально на Северном Урале. Наиболее типичный солевой состав воды представляется формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,87}{Ca\,82\;Mg\,18}\,.$$


Река
D_1
D_{1-2}
D_2
O_{1-2}
O_{2-3}
C_1D
aQ
I
II
III
IV
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
Разрез по линии I-I.
м
450
400
350
300
250
200
150
D_1-D_2
Река
0 0,5 1,0 1,5 км
173,0
104,0
304,0
100,0
157,0

2. Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура — O, S

Водовмещающие породы ордовикско-силурийского комплекса представлены глинистыми, глинисто-карбонатными и филлитовидными сланцами с прослоями известняков, песчаниками, конгломератами, реже кварцито-песчаниками, гравелитами, прослоями эффузивов и их туфов. Слагая крылья синклинальных структур, а в приподнятых ундуляцией частях их ядра, эти отложения всюду подстилают карбонатные отложения ордовика—силура или выходят на древную поверхность в виде узких полос в пределах Улсовско-Койвинского и Билимбаевского синклинориев, Безгодовско-Пашийской синклинали, а также вдоль западного и восточного бортов Центрально-Уральского поднятия. По гидрогеологическим условиям они весьма схожи между собой, хотя каждая из полос представляет собой изолированный бассейн трещинных и трещинно-жильных вод с мощностью трещинной зоны от первых десятков метров на возвышенных участках до 70—80 *м* в пониженных и приконтактных зонах.

Геоморфологически терригенные отложения приурочены в основном к бортам межгорных депрессий, что обусловливает моноклинальное положение описываемого водоносного комплекса и, следовательно, подпитку его за счет подземных вод вышележащих контактирующих с ним водоносных комплексов и дренаж нижележащими, особенно карбонатными, иногда полностью осушающими его в зимнюю межень. Залегает он на глубине до 60 *м* на водораздельных участках с резко выраженными сезонными колебаниями и на глубине до 2—3 *м* в понижениях рельефа с относительно стабильным уровнем.

Водоносность описываемого водоносного комплекса терригенных отложений невысокая. Наиболее водоносными из литологических разностей являются кварцито-песчаники и конгломераты со средним расходом родников соответственно 1,6 и 2 *л/сек*. Менее водоносны сланцевые и вулканогенные отложения со средним расходом родников 0,3 *л/сек*.

Дебиты скважин, пройденных в серицит-хлоритовых и кварц-серицит-карбонатных сланцах на Среднем Урале, не превышают 5—6 *л/сек* при преобладающем до 1,0 *л/сек*. Так, из десяти известных здесь скважин, три оказались практически безводными, причем две из них пройдены на возвышенных участках рельефа; три скважины с дебитом от 1,9 до 5,6 *л/сек* при удельном дебите 0,08—0,3 *л/сек* пройдены в долинах рек Межевая Утка и Кокуй, где вскрыли прослои известняков или приконтактную зону с ними, и четыре скважины с дебитом от 0,2 до 0,9 *л/сек* при удельном дебите от 0,1 до 0,06 *л/сек* вскрыли сланцы.

Значительно более высокая водообильность связана с локальными зонами трещиноватости. Так, к контактным зонам с известняками при-

---

Рис. 30. Схематическая гидрогеологическая карта Черемшанского месторождения подземных вод. Составила А. С. Веретенникова по материалам Л. Ф. Письменской (1964 г.)

Литологический состав водовмещающих пород: *1* — песчано-глинистые и гравелистые отложения; *2* — известняки, доломиты; *3* — песчаники, конгломераты, сланцы; *4* — сланцы; *5* — порфириты; *6* — спилит-порфиры; *7* — кварцитовидные песчаники, кварциты; *8* — разлом водоносный; *9* — разлом неводоносный; *10* — разлом, гидрогеологическое значение которого не выяснено; *11* — водоносный литологический контакт; *12* — линии гидроизогипс в естественных условиях на 1961 г., *13* — контур депрессионной воронки при откачке разведочно-эксплуатационной скважины 4; *14* — скважины: *а* — разведочно-эксплуатационные, *б* — поисково-разведочные, *в* — в их числе маловодные. Цифры: вверху — номер скважин по первоисточнику, в числителе — дебит, *л/сек*, в знаменателе понижение, *м*.

На разрезе: *15* — песчано-глинистые отложения; *16* — скважины: *а* — разведочно-эксплуатационные, *б* — поисково-разведочные; *17* — уровень подземных вод в естественных условиях

урочены выходы родников с дебитом от 8—20 до 200—250 *л/сек*. Характерной в этом отношении является водообильная зона на Северном Урале, в районе р. Вишеры, где из сланцев, вблизи их контакта с известняками, выходит два родника (29) с расходом 200 и 250 *л/сек*. Вероятно, эта зона дренирует и пересекающие ее водоносные тектонические разломы, образуя своеобразный дренажный узел, через который и происходит основная разгрузка описываемого и сочлененных с ним комплексов трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод этого бассейна. Аналогичные зоны, но менее значительные по водоносности, прослеживаются в других бассейнах, расположенных южнее. В частности, в районе пос. Усть-Тылай в долине р. Косьвы такая зона фиксируется выходом родника с расходом 64 *л/сек*, вторая разгружается восходящим родником с расходом 50—70 *л/сек* в пределах Безгодовско-Пашийской синклинали (родник 81). Приконтактные зоны среди некарстующихся пород значительно уступают по водоносности описанным выше и в большинстве случаев совсем не проявляются как водоносные. Дебиты родников в них не превышают 0,1—0,5 *л/сек*, и только на участках частого переслаивания сланцев, песчаников и конгломератов встречаются рассредоточенные выходы подземных вод в виде серии малодебитных родников с суммарным расходом от 5—6 до 30—40 *л/сек*.

Химический состав подземных вод комплекса крайне неоднороден, но преобладает гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый при ультрапресной минерализации до 0,1—0,15 *г/л*. Так, в районе пос. Черноисточника солевой состав подземных вод представлен формулой.

$$M_{0,1}\ \frac{HCO_3\ 85}{Ca\ 53\ Mg\ 24\ (Na+K)\ 23}.$$

Гидрокарбонатно-сульфатный состав вод с преобладанием катиона натрия, реже кальция, характерен для вод с минерализацией до 0,06—0,07 *г/л*, развитых на повышенных участках с наиболее интенсивным водообменом.

3. Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений кембрия — Cm

Водоносный комплекс связан с терригенными отложениями ашинской и косьвинской свит, представленных преимущественно переслаивающейся толщей полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов, глинистых сланцев с редкими прослоями известняков, которые слагают пологие складки, нарушенные тектоническими подвижками и прорезанные многочисленными жильными телами в основном габбро-диабазового состава.

Слагая западное и восточное крылья Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, эти отложения прослеживаются в виде двух субмеридиональных полос шириной 25—30 *км* при протяженности до 350 *км* — западная и шириной 5—15 *км* при протяженности до 100—120 *км* — восточная. Гипсометрически они занимают наиболее пониженные участки рельефа относительно протерозойско-кембрийских водоносных комплексов и повышенные по отношению к более молодым девонским, сочлененным с ними на западе (рис. 31).

Подземные воды комплекса обладают преимущественно свободным уровнем, который в зависимости от гипсометрического положения комплекса залегает на глубине от первых метров в пониженных участках рельефа до 40—60 *м* на водораздельных. По долинам рек

подземные воды частично выходят на дневную поверхность в виде нисходящих, реже восходящих родников. Мощность трещинной зоны варьирует от первых десятков метров на водораздельных пространствах до 40—60 *м* в придолинных участках рек, достигая 80 *м* и более в зонах дробления тектонических нарушений, жильных полей и литологически разнородных контактов.

Водообильность его значительно ниже других протерозойско-кембрийских водоносных комплексов ввиду большой глинистости продуктов выветривания, способствующей кольматации трещин и снижению фильтрационных свойств. Об этом свидетельствуют как малые дебиты родников (от сотых долей до 10—15 *л/сек* при преобладающем до 0,5 *л/сек* — 70%), так и небольшие дебиты скважин (от практически безводных до 7,5 *л/сек* при максимальном удельном до 0,7 *л/сек*). Распределение родников по дебитам приводится на графике (см. рис. 29).

Относительно более водообильными являются узкие локальные зоны тектонических нарушений, жильных полей и некоторые литологические контакты, в основном конгломератов с метаморфическими образованиями и карбонатными отложениями. Дебиты скважин, вскрывших эти зоны, достигают 2,5—3,5 *л/сек*, увеличиваясь до 7,5 *л/сек* в придолинных участках рек, где происходит и основная разгрузка водоносного комплекса в виде родников с расходом от 1,0 до 10—15 *л/сек*. Наиболее водообильная скв. 51 с дебитом 7,5 *л/сек*, пройденная в долине р. Еквы, вскрыла алевролитовый песчаник ашинской свиты, прорезанный мощной жилой кварца на глубине от 70 до 82 *м*. Скважина 48, пройденная в долине р. Ольховки, вскрыла сильно раздробленную зону контакта косьвинских глинистых сланцев с метаморфическими сланцами висимской свиты и имела дебит 2,7 *л/сек* при понижении уровня на 24,5 *м*. Аналогичная водоносная зона, связанная, вероятно,

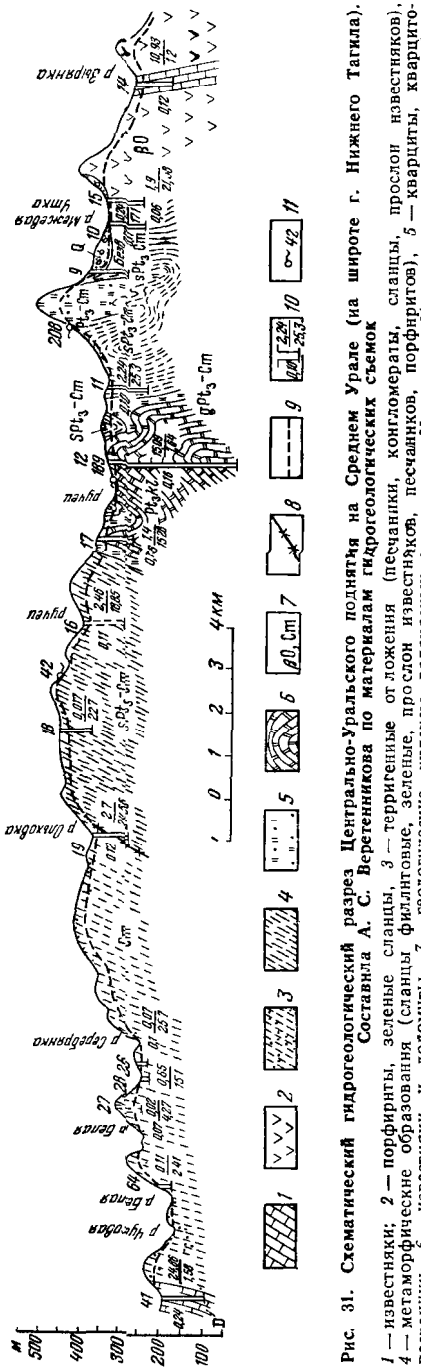


Рис. 31. **Схематический гидрогеологический разрез Центрально-Уральского поднятия на Среднем Урале (на широте г. Нижнего Тагила).**
Составлен А. С. Веретенниковым по материалам гидрогеологических съемок

1 — известняки; *2* — порфириты, зеленые сланцы, *3* — терригенные от ложения (песчаники, конгломераты, сланцы, прослои известняков), *4* — метаморфические образования (сланцы филлитовые, зеленые, прослои известняков, песчаников, порфиритов), *5* — кварциты, кварцито-песчаники, *6* — известняки и доломиты, *7* — геологические индексы водоносных комплексов Центрально-Уральского поднятия, *8* — обводненный контакт, *9* — уровень подземных вод, *10* — скважины цифры вверху — номера *по первонсточникам*, слева — минерализация воды в *г/л*, справа — дебит в *л/сек* и понижение в *м* (скв. 9 — безводная), *11* — родник и его номер по первоисточнику

с кварцевой жилой, вскрыта в долине р. Межевая Утка скважиной с дебитом 3,5 *л/сек* при понижении 10 *м*. Отмеченные водоносные зоны не единичны.

За пределами водоносных зон дебиты родников и скважин варьируют от сотых долей до 0,5—1,0 *л/сек* в зависимости от литологического состава водовмещающих пород и гипсометрического положения водоносного комплекса. Менее водоносны при прочих равных условиях глинистые сланцы и эффузивы, более водоносны конгломераты и песчаники. В придолинных участках рек, характеризующихся наибольшей мощностью трещинной зоны, более интенсивной трещиноватостью пород и меньшей кольматацией трещин глинистым материалом (вследствие большей промытости их), водоносность описываемого комплекса несколько выше, чем на возвышенных приводораздельных участках. Родники в пределах последних практически отсутствуют, а скважины, как правило, малодебитны или практически безводны. Показательна в этом отношении проходка шахты «Капитальная» на Сарановском хромитовом месторождении, заложенной на высоте с абсолютной отметкой около 500 *м*. Интенсивная трещиноватость зоны выветривания сланцев косьвинской свиты прослеживается по ней до глубины 12—15 *м*, ниже она постепенно затухает, и на глубине 25—30 *м* вскрываются практически монолитные сланцы. Водопритоки в шахту при этом не превышали 3—5 *л/сек*.

Химический состав подземных вод довольно пестрый — от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатно-гидрокарбонатных магниевых и гидрокарбонатно-хлоридных с минерализацией от сотых долей до 0,2 *г/л*, при преобладающей ультрапресной до 0,07 *г/л*. Наиболее широким распространением в зонах глубокого дренирования пользуются гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, характеризующиеся следующей формулой солевого состава:

$$M_{0,1}\ \frac{HCO_3\,81\ SO_4\,15}{Ca\,51\ Mg\,39}$$

4. Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенных пород верхнего протерозоя — кембрия — $\beta\ Pt_3 — Cm$

Описываемый водоносный комплекс развит в основном в виде двух разобщенных бассейнов шириной 4—8 *км* и протяженностью 40 *км* (западный) и 160 *км* (восточный) в пределах Ляпинско-Исовского мегантиклинория и более мелких бассейнов шириной от 1,5 до 7 *км* и протяженностью до 25 *км* в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории. Водовмещающие породы его представлены основными эффузивами, их туфами, реже зелеными сланцами, амфиболитами, кератофирами и ортофирами с прослоями глинистых сланцев и песчаников, слагающих участки рельефа высотой 1200—1400 *м*.

Горными выработками этот водоносный комплекс не вскрыт, поэтому о его мощности судить трудно. По аналогии с подобными комплексами восточного склона Урала можно предполагать, что глубина трещинной зоны выветривания не превышает 30—40 *м*, достигая 80—100 *м* в приконтактных тектонических зонах дробления. Зеркало подземных вод, обладая свободным уровнем, в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности. Водоносность комплекса наиболее низкая по сравнению со всеми другими комплексами Центрально-Уральского поднятия, кроме кембрийского терригенного. Средние дебиты родников составляют 0,8—0,9 *л/сек* (см. рис. 29).

Наибольшей водоносностью обладают туфосланцы и амфиболиты, в пределах которых расходы родников наиболее высокие — до 1—5 *л/сек.* Менее водоносны ортофиры и кератофиры, средний расход родников по которым составляет 0,4 *л/сек*, в то время как для сланцев и песчаников он равен соответственно 0,9 и 0,8 *л/сек.*

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый, реже кальциево-натриевый при ультрапресной минерализации от 0,05 до 0,1 *г/л.*

Формула типового солевого состава воды представляется в следующем виде:

$$M_{0,08}\frac{HCO_3\,81\;\;SO_4\,12}{Ca\,67\;\;Mg\,19\;\;(Na+K)\,14}.$$

5. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных сланцевых образований верхнего протерозоя — кембрия — sPt_3 — Cm

Описываемый водоносный комплекс выделяется в пределах распространения метаморфических образований висимской, маньинской и верхнехобеинской свит, представленных филлитовыми сланцами с прослоями и линзами кварцито-песчаников, доломитов, мраморизованных известняков, эффузивов (в виде зеленых сланцев), реже конгломератов и песчаников. Вся эта толща прорезана многочисленными жильными телами преимущественно габбро-диабазового состава. Слагая крылья приосевой части Ляпинско-Исовского и Кваркушско-Каменногорского мегантиклинориев, она прослеживается в виде субмеридиональных полос шириной от 10 до 50 *км* протяженностью 100—170 *км*, разобщенных терригенно-карбонатными кембрийско-ордовикскими отложениями Улсовско-Койвинского синклинория. Каждая из этих полос представляет собой изолированный бассейн подземных вод, приуроченный к зоне трещиноватости, но с идентичными гидрогеологическими условиями. В ядрах антиклинальных складок, где на дневную поверхность выходят более древние отложения ослянской и клыктанской свит, среди этих бассейнов выделяются небольшие разобщенные бассейны трещинных вод, залегающих гипсометрически выше, и трещинно-карстовых вод, занимающих пониженные участки (см. рис. 31).

Зеркало подземных вод преимущественно свободное и залегает на глубине от первых метров в долинах рек до 56 *м* на водораздельных участках. В пределах межгорных впадин в условиях экранирующего влияния песчано-глинистых отложений наблюдается местный напор, обусловивший наличие восходящих родников и самоизлив скважин.

О мощности трещинной зоны комплекса приходится судить только по одиночным скважинам, пройденным в метаморфических сланцах, где она не превышает 60—70 *м.* Однако по аналогии с кембрийским водоносным комплексом можно предполагать, что в зонах тектонических дроблений и прослоях известняков и доломитов она значительно выше. Водообильность комплекса небольшая и крайне неравномерная. Дебиты родников варьируют от 0,1 до 70 *л/сек* при преобладающем от 0,1 до 5,0 *л/сек* (см. рис. 29). Дебиты скважин не превышают 2,8 *л/сек* при наличии практически безводных. Из 13 известных скважин, вскрывших этот водоносный комплекс 3 оказались практически безводными, 6 имели дебит до 1,0 *л/сек* и 4 от 1 до 2,8 *л/сек.* Наиболее водообильные из них пройдены в придолинных участках рек. Ме-

нее водообильные — на приводораздельных, к которым относятся практически безводные скважины. Родники здесь в зимнюю межень исчезают, а истоки рек мигрируют на 7—8 *км* вниз по потоку.

Наиболее благоприятными коллекторами подземных вод комплекса являются прослои известняков и доломитов среди сланцев, а также зоны тектонических разломов, обладающие повышенными фильтрационными свойствами. Именно к ним и приурочено наибольшее количество родников с высокими дебитами. Характерными из них являются рассредоточенный выход подземных вод на расстоянии 300 *м* из мраморизованных известняков в долине р. Бол. Ослянки с суммарным расходом 70 *л/сек* и восходящий родник 34 из мраморов в долине р. Велса с дебитом 40 *л/сек*. Значительное количество родников из мраморизованных известняков и доломитов с дебитом от 1,0 до 22 *л/сек* выходит также по долинам рек Сылвицы, Кырмы и Серебрянки. Часто серия таких родников прослеживается в меридиональном направлении, по простиранию прослоев известняков.

Зоны тектонических разломов и жильных полей характеризуются несколько меньшей водоносностью с дебитом родников от 5 до 20—50 *л/сек*. В частности, один из них (45) с дебитом 20—50 *л/сек* выходит на севере описываемого района, в верховье р. Соманки (левого притока р. Кутима) и второй (97) с дебитом 14 *л/сек* в долине р. Сулема. Наибольшим распространением трещинно-жильные воды тектонических нарушений и жильных полей пользуются в пределах северной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, где по долинам рек Косьвы, Бол. Ослянки и в верховьях рек Яйвы, Губи, имеются родники с расходом до 10—15 *л/сек*.

Менее водоносны по сравнению с известняками и тектоническими зонами литологические контакты и прослои кварцито-песчаников, характеризующиеся дебитом родников от 0,1 до 20 *л/сек* при преобладающем от 1,0 до 10 *л/сек* для литологических контактов и от 0,5 до 5 *л/сек* для кварцито-песчаников. При этом обводнены не все литологические контакты и неповсеместно, а отдельные локальные зоны их, приуроченные к определенным комплексам пород, обеспечивающим повышенную трещиноватость приконтактной зоны. К последним относятся контакты метаморфических сланцев с конгломератами, известняками, эффузивами и кварцито-песчаниками. В частности, довольно обводненные зоны прослеживаются по контакту сланцев с порфиритами в долине р. Мал. Хариусной родником с дебитом 3 *л/сек* и контакт сланцев с конгломератами в долине рек Караульной и Серебрянки родниками 56 и 89 с дебитом около 9 *л/сек*.

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый с ультрапресной минерализацией до 0,1 *г/л*, в линейных водоносных зонах преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,25 *г/л*. Ореолы гидрокарбонатно-сульфатных и хлоридных вод с минерализацией 0,02—0,01 *г/л* встречаются на приводораздельных участках. Характерный солевой состав воды выражается формулой

$$M_{0,1}\,\frac{HCO_3\,83\;\;SO_4\,12}{Ca\,44\;\;Mg\,39\;\;(Na+K)\,17}.$$

6. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований верхнего протерозоя — кембрия — gPt_3 — Cm

Описываемый водоносный комплекс приурочен к кварцитам и кварцито-песчаникам ослянской и нижнехобеинской свиты, развитых в основном на Северном Урале — в Ляпинско-Исовском и в меньшей

мере в Каваркушско-Каменногорском мегантиклинориях в виде узких меридиональных полос, слагающих ядра антиклинальных складок. Геоморфологически они занимают преимущественно водораздельные части Центрально-Уральского поднятия с отметками выше 1000 *м*, слагая горы Мартай, Ослянку, хребты Кваркуш и др. см. рис. 31).

Гидрогеологические условия горизонта изучены слабо из-за малодоступности и необжитости района и отсутствия горных выработок в нем. Характеристика его дается по родникам, выходы которых приурочены к долинам рек, резким перегибам рельефа, тектоническим разломам и контактам кварцитов с другими менее фильтрующими породами, играющими роль барражей. Дебиты родников варьируют от 0,1 до 75 *л/сек* при среднем около 5 *л/сек* (см. рис. 29), свидетельствуя о более значительной водообильности комплекса по сравнению с другими комплексами в некарстующихся породах. Наибольшая водообильность его отмечается по зонам разломов и литологических контактов, которые фиксируются наиболее высокодебитными родниками. В частности, одна из обводненных тектонических зон прослеживается по восточному склону горы Мартай, где выходят родники 24 и 27 с дебитом от 7,0 до 75 *л/сек*. Приконтактные зоны кварцито-песчаников с барражирующими их сланцами висимской свиты прослеживаются по северо-восточному склону Уральского хребта (родник 43) и в долине р. Серебрянки на широте г. Кушвы (родник 85). В пределах первой из них, в долине р. Сольвы (левого притока р. Сосьвы), выходит серия нисходящих родников с суммарным расходом 25 *л/сек*, а на второй наблюдаются серии восходящих родников с суммарным расходом 32 *л/сек*, рассредоточенных вдоль контакта на протяжении 50 *м* с дебитом каждого из них от 0,1 до 5 *л/сек*.

За пределами этих и им подобных зон дебиты родников не превышают 5 *л/сек* при минимальном 0,1 *л/сек* и среднем 1,0—2,0 *л/сек*. Исключение составляют скалистые горные вершины гольцовой зоны, где кварцито-песчаники практически безводны.

О мощности трещинной зоны водоносного комплекса можно судить только по аналогии с Бакальским районом на Южном Урале, где в кварцито-песчаниках зигальгинской свиты она имеет мощность до 40—60 *м*, реже достигает 80—100 *м*.

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый или натриевый, редко на более высоких отметках гидрокарбонатно-сульфатный и гидрокарбонатно-хлоридный при смешанном катионном составе и ультрапресной минерализации от 0,03 до 0,1 *г/л*, реже до 0,2 *г/л*. Типичный солевой состав воды представлен следующей формулой:

$$M_{0,07}\frac{HCO_3\,65\ Cl\,23\ SO_4\,12}{(Na+K)\,73\ Ca\,25}.$$

7. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений клыктанской свиты — Pt_3kl

Описываемый водоносный комплекс приурочен к трещинно-карстовой зоне карбонатных отложений клыктанской свиты верхнего протерозоя, представленных мраморизованными и доломитизированными известняками, доломитами с прослоями известковистых серицит-хлорит-кварцевых сланцев, слагающих ядра антиклинальных складок сводовой части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория. Выходя на дневную поверхность в пониженных участках рельефа, они образуют узкие разобщенные полосы шириной до 1—3 *км* и протяжен-

ностью до 10—20 *км*, по которым проложили русла ряд рек. Эти разобщенные бассейны трещинно-карстовых вод весьма схожи между собой по гидрогеологическим условиям и характеризуются довольно высокой, хотя и крайне неравномерной водообильностью, обусловленной различной степенью трещиноватости и закарстованности пород. Мощность трещинно-карстовой зоны от 80—100 *м* на водоразделах до 150—300 *м* в придолинных участках рек и приконтактных зонах. На поверхности карст представлен немногочисленными задернованными воронками диаметром от 2 до 10—12 *м*, а глубинный — небольшими полостями размером от долей до 6 *м*, частично или полностью выполненных песчано-глинистым материалом. Глубина распространения его не превышает 50—60 *м*.

Сильная трещиноватость и закарстованность известняков и низкое гипсометрическое положение их способствуют усиленной инфильтрации в водоносный комплекс атмосферных осадков, являющихся основным источником питания, а также подтоку подземных вод из сочлененных водоносных комплексов, залегающих гипсометрически выше. Подземные воды комплекса обладают свободным уровнем, залегающим на глубине от первых метров до 32 *м*, приобретая напорный характер только в условиях наличия на известняках экранирующих четвертичных отложений, где нередко наблюдается самоизлив воды из скважин и выходы восходящих родников. Основная разгрузка водоносного комплекса происходит по долинам рек в виде подруслового потока и нисходящих родников с дебитом от 0,2 до 40 *л/сек* при среднем 7,0 *л/сек* (см. рис. 29). Дебиты скважин варьируют от 1,4 до 15,0 *л/сек* при удельном от 0,09 до 9,2 *л/сек*. Так, из восьми пройденных скважин одна оказалась практически безводной, две с дебитом 1,4—4,2 *л/сек* и пять с дебитом от 8,6 до 15,0 *л/сек*. Наибольшая водообильность прослеживается в приконтактных зонах известняков со сланцами и в придолинных участках рек. В местах пересечения таких водоносных зон долинами рек обычно наблюдаются наиболее крупные восходящие родники с расходом 12—40 *л/сек* и отмечаются наиболее высокодебитные скважины. В пределах описываемого комплекса прослежены три основные водообильные приконтактные зоны, приуроченные соответственно к долинам рек Серебрянки, Клыктана и Ашки, вскрытые скважинами 45 и 50 с дебитом 14—15 *л/сек* при понижении на 1,6—2,8 *м*.

Химический состав трещинно-карстовых вод довольно постоянный, гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,1 до 0,25 *г/л* при преобладающей 0,13—0,17 *г/л*. Типичный солевой состав воды по роднику, выходящему в долине р. Ашки, представляется формулой

$$M_{0,17}\,\frac{HCO_3\,92}{Ca\,50\;Mg\,41}.$$

ЮЖНЫЙ УРАЛ

В пределах Южного Урала развиты следующие водоносные комплексы зон трещиноватости: карбонатных отложений верхнего протерозоя Pt_3 и девона — карбона D—C; метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя и кембрия sPt_3, *Cmas*; метаморфических образований зигальгинской свиты gPt_3zg; метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя βPt_3; метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя gPt_{1-3}; интрузивных пород протерозоя и кембрия γPt, *Cm*; νPt, *Cm* (рис. 32).

8. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений верхнего протерозоя и девона — карбона — Pt_3, D — C

Водоносный комплекс карбонатных отложений — один из наиболее водообильных на Южном Урале. Развит он в пределах Башкирского поднятия, частично в Верхнекусинско-Зилаирском мегасинклинории и приурочен к четырем разновозрастным толщам: миньярской, катавской и саткинской свит верхнего протерозоя и девонско-каменноугольной системе. Эти толщи, разобщенные терригенными и метаморфическими образованиями, смяты в сложные складки и нарушены тектоническими разломами (рис. 33). Водовмещающие породы представлены известняками, доломитами, доломитизированными известняками мергелями с прослоями сланцев и песчаников. Занимая, как правило, депрессионные понижения в рельефе, они образуют изолированные бассейны трещинно-карстовых вод среди вод зон трещиноватости некарстующихся пород. Последние, слагая бортовые части депрессий и водораздельные пространства, являются областями питания трещинно-карстовых вод, так как в условиях малой мощности трещинной зоны и сильной расчлененности рельефа атмосферные осадки быстро скатываются в депрессионные понижения в виде поверхностного и подземного стока и вследствие закарстованности карбонатных пород поглощаются ими. Особенно интенсивно закарстованы палеозойские (девонские и каменноугольные), миньярские и катавские известняки и доломиты, развитые в пределах Каратау, в Инзерской и Месединской синклиналях. Карстовые поля здесь прослеживаются на десятки километров, придавая характерный карстовый ландшафт межгорным понижениям, сплошь усеянным карстовыми воронками, понорами диаметром от 3 до 15 *м*, глубокими (до 20—50 *м*) провалами протяженностью до 50—100 *м* и пещерами, расположенными в виде цепочек по простиранию карбонатных отложений. Одна из пещер «Соломенная» в долине р. Сима, южнее д. Серпиевки, представляет собой уникальное сооружение природы, состоящее из сложных лабиринтов подземных ходов с гротами высотой до 3—4 *м*, выполненными многочисленными очень тонкими (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) трубчатыми сталактитами и сталагмитами (рис. 34). Основные полости пещеры прослеживаются строго по основным направлениям трещиноватости известняков (рис. 35), свидетельствуя об активизации карстовых процессов в ослабленных зонах.

Сильная закарстованность известняков нередко способствует полному поглощению поверхностного стока и превращению его в подземный, который вновь появляется только на контактах с некарстующимися породами, барражирующими его. Мощность трещинно-карстовой зоны известняков в пределах описываемых структур не превышает 50 *м* и контролируется современным базисом эрозии, обусловливая свободный сток подземных вод по локально развитым водопроводящим зонам или карстовым каналам к долинам рек, где они разгружаются в виде нисходящих родников с расходом от долей литра в секунду до 0,5—3,5 $м^3/сек$ с резко выраженным неустановившимся режимом. В паводок и в период ливневых дождей некоторые из них выносят на дневную поверхность взвешенные частицы размытых бурными потоками карбонатных пород и захваченные с поверхности обломки древесины, свидетельствуя о коротких путях движения подземного потока.

Мощность трещинно-карстовой зоны саткинских карбонатных пород, слагающих Кусино-Саткинскую депрессию Тараташско-Яманта-

Группа	Система	Свита	Геологический индекс	Литологическая колонка	Мощность толщи, м	Литологический состав толщи	Водоносные комплексы зон трещиноватости	Дебит, л/сек: от — до / преобладающий: родников	Дебит, л/сек: от — до / преобладающий: скважин	Удельный дебит скважин, л/сек: от — до / преобладающий	Качество подземных вод: Минерализация, г/л: от — до / преобладающий	Качество подземных вод: Типовой ионный состав	Современное использование подземных вод водозаборами и водоотливами
Протерозойско-палеозойская	Каменноугольная девонская		D C		100-400	Известняки, реже доломиты	Карбонатных отложений девона — карбона и верхнего протерозоя	0,1—600 / 0,1—5	0,05—42 / 0,5—1,0	0,005—3 / 0,1—0,3	0,08—0,8 / 0,2—0,5	$\frac{HCO_3 85}{Ca50Mg30}$	Разведаны два месторождения с эксплуатационными запасами 19,7 и 11,2 тыс. м³/сутки
		Миньярская катавская	Pt_3		1000-1500	Известняки, доломиты, мергели, мраморы							
		Саткинская			2000-2400	Доломиты с прослоями филлитов, мергелистых доломитов							
	Кембрийская	Ашинская	Cmas			Сланцы глинистые филлитовидные, алевролиты, аргиллиты, доломиты, мраморы, известняки, песчаники, конгломераты, кварцито-песчаники, реже кварциты, кристаллические магнезиты	Метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя и кембрия	0,01—20 / 0,1—0,5	0,05—25 / 0,1—1,0	До 2 / 0,03	0,06—0,1 / 0,07—0,08; 0,08—0,2 / 0,1—0,2; 0,1—0,40 / 0,2—0,3	$\frac{SO_4 45HCO_3 35Cl 20}{(Na+K)69Ca18Mg12}$; $\frac{HCO_3 78SO_4 17}{Ca38Na38Mg24}$; $\frac{HCO_3 52SO_4 34Cl 14}{(Na+K)41Ca36Mg22}$	Эксплуатируются водозаборами производительностью 2,2 тыс. м³/сутки, водоотлив со среднегодовым расходом около 2,5 тыс. м³/сутки
		Инзерская зильмердакская (?) ташастинская авзянская уреньгинская зигазино-комаровская бакальская саткинская, дикая	sPt_3		> 5000								
Протерозой		Зигальгинская таганайская	$g Pt_3 zg$		200-1500	Кварциты, кварцито-песчаники, реже конгломераты, филлитизированные и слюдяные сланцы, прослои известняков	Метаморфических образований зигальгинской свиты	0,01—34 / 0,1—5	0,05—14 / До 0,3	До 2 / До 0,03	0,05—0,08 / 0,06—0,07; 0,1—0,14 / 0,12—0,3	$\frac{SO_4 55Cl 24HCO_3 21}{(Na+K)73Mg18Ca9}$; $\frac{HCO_3 87}{Ca52Mg46}$	Эксплуатируется водозаборами производительностью 0,8 тыс. м³/сутки
		Машакская кувашская (верхние подсвиты)	βPt_3		150-2000	Диабазы, порфириты, альбитофиры, их туфы, амфиболиты, порфироиды, прослои хлоритовых слюдяно-кварцевых сланцев, песчаников	Метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя	0,01—5 / 0,1—0,5	0,05—0,5 / 0,1—0,2	До 0,1 / До 0,01	0,06—0,15 / 0,07—0,1	$\frac{SO_4 46HCO_3 35Cl 19}{(Na+K)62Ca23Mg15}$	Не используются
		Машакская кувашская (нижние подсвиты) тараташская	$g Pt_{1,2}$		> 2000	Гнейсы, мигматиты, кварциты, сланцы, кремнистые, слюдяно кварцевые, хлоритовые, амфиболиты, кварцитовидные песчаники, реже конгломераты	Метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя	0,1—8 / 0,1—5	0,1—0,9 / До 0,3	До 0,9 / До 0,04	0,07—0,15 / 0,08—0,1	$\frac{SO_4 46HCO_3 35Cl 19}{(Na+K)48Ca30Mg22}$	То же
Протерозойский палеозойский			$\gamma Pt_3 Cm$			Граниты	Интрузивных пород протерозоя и кембрия	0,04—4 / 0,1—0,5	0,05—6 / 0,1—0,5	До 0,3 / До 0,01	0,07—0,2 / 0,08—0,1	$\frac{SO_4 47HCO_3 39Cl 14}{(Na+K)52Ca43}$	Эксплуатируется шахтным водоотливом производительностью 1,7 тыс. м³/сутки
			$\gamma PR_3 Cm$			Габбро							

Рис. 32. Сводная гидрогеологическая колонка водоносных комплексов зон трещиноватости Центрально-Уральского поднятия (Южный Урал). Составила А. С. Веретенникова

уского антиклинория, прослеживается по скважинам на глубину до 80—100 *м*, а в зонах тектонических разломов до 200 *м* и более, хотя степень закарстованности их значительно ниже, чем вышеописанных палеозойских и миньяро-катавских карбонатных пород.

Подземные воды в саткинских отложениях обладают свободным уровнем, залегающим на глубине до 25 *м* на возвышенных участках, а по долинам рек выходят на дневную поверхность и образуют родники с дебитом от сотых долей до 10 *л/сек*. Напорный характер трещиннокарстовых вод проявляется только в приконтактных зонах карбонатных пород с барражирующими некарстующимися породами и в зонах тектонических разломов. К таким зонам приурочены выходы наиболее высокодебитных преимущественно восходящих родников. Для трещинно-карстовых вод девонско-каменноугольных карбонатных отложений такими барражами служат ашинские терригенные отложения, для миньярской и катавской свит — инзерские, для саткинской — филлитовидные сланцы половинкинской подсвиты, разделяющей саткинскую карбонатную толщу на нижнюю и верхнюю.

Эти своеобразные условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод предопределили крайне неравномерный, зональный характер водоносности карбонатных пород описываемого комплекса, связанный с повышенной водообильностью приконтактных зон литологически разнородных пород, зон тектонических нарушений и жильных полей, а также отдельных карстовых зон, при слабой водоносности его за их пределами. Дебиты родников в целом в пределах комплекса варьируют от сотых долей до 600 *л/сек* и более при среднем 10,8 *л/сек* и преобладающем от 0,5 до 5 *л/сек*. Притом для палеозойских и катав-миньярских отложений средний дебит их равен 15,6 *л/сек*, а для саткинских — 1,4 *л/сек* (рис. 36).

Наиболее высокодебитные родники приурочены, как правило, к линейным зонам, причем средний расход их составляет 21 *л/сек*, при преобладающем для палеозойских и катав-миньярских от 5 до 100 *л/сек* и среднем 22 *л/сек*, для саткинских — от 4 до 10 *л/сек* при среднем 7 *л/сек*. Дебиты скважин в пределах водоносных зон достигают 10—12 *л/сек*, реже 30—42 *л/сек* при удельном до 1,0, реже 2—4 *л/сек*, в то время как вне зон встречаются практически безводные и маловодные скважины при преобладающем дебите до 1 *л/сек*.

Так, на Ахтинском железорудном месторождении скважины, вскрывшие тектонический контакт известняков с габбро-амфиболитами,

имели дебит 11—14 *л/сек* при понижении на 1—3 *м*. Аналогичная зона прослеживается по восточному контакту известняков с габбро на Медведевском баритовом месторождении и на руднике Магнитка. В районе ж.-д. ст. Титан приконтактная зона известняков с хлорит-амфибо-

Рис. 33. Карта распространения водоносных комплексов зон трещиноватости Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале. Составила А. С. Веретенникова на геологической основе И. Д. Соболева

Водоносные комплексы зон трещиноватости: *1* — карбонатных отложений: *а* — известняков и доломитов девона — карбона, *б* — доломитов, известняков, мергелей миньярской и катавской свит, *в* — доломитов саткинской свиты; *2* — метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя и ашинской свиты кембрия; *3* — метаморфических образований зигальгинской свиты; *4* — метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя; *5* — метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя; *6* — интрузивных пород: *а* — гранитовой формации, *б* — габброидной. Прочие знаки: *7* — тектонический разлом водоносный; *8* — тектонический разлом, водоносность которого не изучена; *9* — зоны локализации подземных вод на контактах литологически разнородных толщ; Зоны локализации подземных вод: *10* — в мелких карбонатных массивах (вне масштаба); *11* — в жильных породах предположительно с повышенной водоносностью; *12* — контур Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале; *13* — контуры ультрапресных преимущественно сульфатио-гидрокарбонатных вод

литовыми сланцами вскрыта скв. 88 с расходом 34 *л/сек* при понижении уровня на 6 *м*. В пределах группы саткинских месторождений магнезитов наиболее показательны Степное и Карагайское месторождения. На первом из них скважины, пройденные в зоне тектонического разлома саткинских известняков и доломитов, имели дебит от 5 до 32 *л/сек*. В то же время на Карагайском месторождении, расположен-

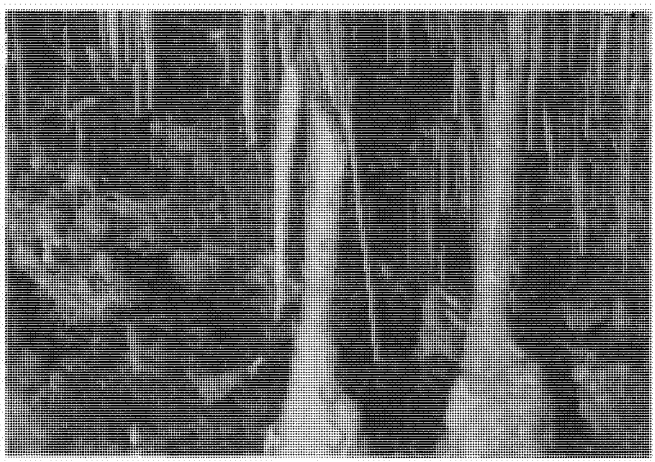


Рис. 34. Пещера «Соломенная». Фото А. К. Афанасьева

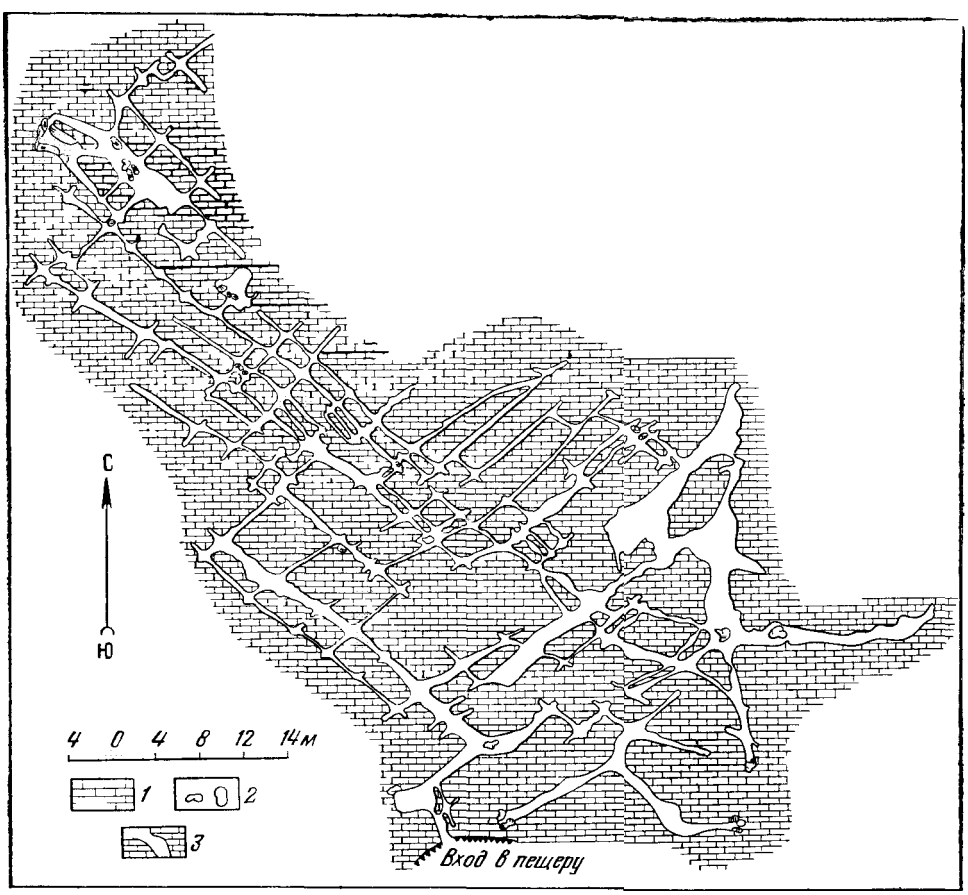
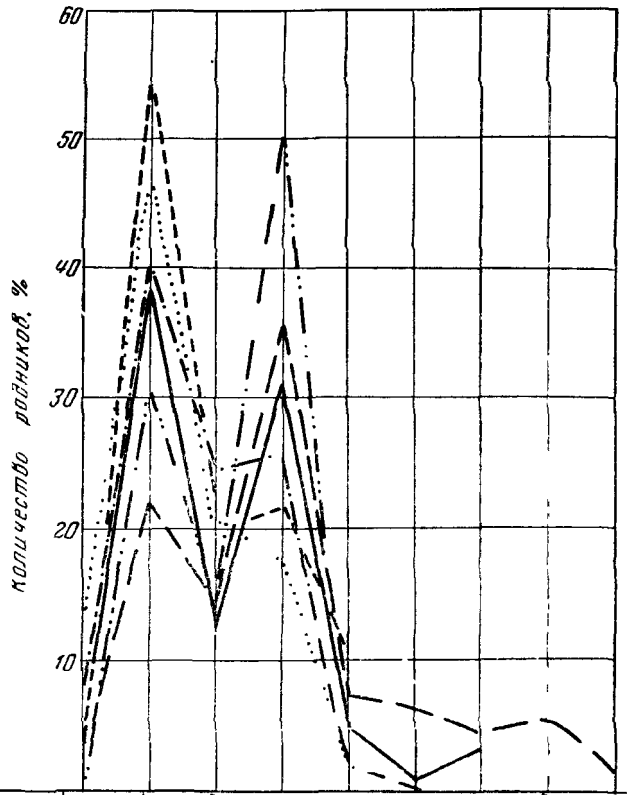


Рис. 35 План «Соломенной» пещеры на Южном Урале. По материалам съемки, проведенной в 1968 г студентами Свердловского горного института: А. К. Афанасьевым, Т Ю. Веретенниковой, В. С. Насатовичем, П. И. Писаревым и др.

1 — монолитные известняки, *2* — каменные осыпи, *3* — полости пещеры

ном вне зоны разлома, приток воды в карьер, подошва которого находится ниже уровня рч. Сатки, составляет всего лишь 8—9 *л/сек* в зимнюю межень и увеличивается до 80 *л/сек* в период весеннего паводка.



Группа родников по дебиту, л/сек		<0,1	0,1-0,5	0,5-1,0	1-5	5-10	10-20	20-50	50-100	>100	Всего
Количество родников по водоносным комплексам	1	6	53	34	86	17	15	10	13	4	238
	2	22	135	81	86	7	1	1	—	—	334
	3	7	34	11	28	4	1	3	—	—	88
	4	12	45	20	17	2	—	—	—	—	96
	5	—	23	11	38	1	—	—	—	—	73
	6	1	28	10	11	1	—	—	—	—	51

1 2 3 4 5 6

Рис. 36. График распределения родников по дебиту водоносных комплексов зон трещиноватости Южного Урала. Составила Л. С. Архангельская

Линии распределения родников по комплексам зон трещиноватости: *1* — карбонатных отложений верхнего протерозоя и девона — карбона; *2* — метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя — кембрия; *3* — метаморфических образований верхнего протерозоя; *4* — метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя; *5* — метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя; *6* — интрузивных пород протерозоя и кембрия

Аналогичные водоносные зоны тектонических разломов в саткинских карбонатных отложениях вскрываются и одиночными скважинами, в частности в г. Кусе, на ж.-д. ст. Жукатау (г. Бердяуш) и других, с дебитами от 6 до 12 *л/сек*.

Наличие водоносных зон, связанных с развитием жильных полей, характерно в основном для саткинских известняков и доломитов. Эти зоны фиксируются выходами родников с дебитами до 2—3 *л/сек* и подсечены отдельными скважинами с дебитом до 2—5 *л/сек* при удельном до 1,0 *л/сек*, но имеют узколокальный характер, ограничиваясь лишь пределами жильных тел.

Локальные карстовые водоносные зоны неглубокого заложения развиты преимущественно в палеозойских карбонатных отложениях Каратау (рис. 37), где они, как правило, разгружаются мощными родниками с дебитом до 600 *л/сек* и более (родник 112).

Однако не все зоны тектонических разломов и литологических контактов и далеко не повсеместно являются водоносными. Характерны в этом отношении региональные саткинский и ашинский надвиги. Повышенная водоносность их отмечается в основном в пределах соприкосновения по разлому карбонатных толщ. В частности в зоне Ашинского разлома повышенная водоносность наблюдается только на контакте каменноугольных известняков с пермскими, где выходят родники с дебитом до 15 *л/сек*. Саткинский надвиг, осложненный серией сопряженных с ним более мелких нарушений, обводнен на ограниченных участках, притом преимущественно в пределах оперяющих его разломов, секущих карбонатные породы. Характерными из них являются Кусинская, Бердяушская и Саткинская зоны. Бердяушская зона прослеживается серией родников с дебитом до 6—10 *л/сек* и подсечена скважиной на ж.-д. ст. Жукатау с дебитом 8,5 *л/сек* при понижении уровня на 1,8 *м*. Саткинская зона, как уже указывалось, прослеживается скважинами на Степном месторождении магнезита с дебитом до 32 *л/сек*. Кусинская зона вскрыта двумя скважинами в г. Кусе с дебитом 9 и 10 *л/сек* и серией родников. Один из них с дебитом 18 *л/сек* используется для водоснабжения.

Водоносные зоны литологических контактов наиболее широко развиты в районе Каратау и на южной окраине Тараташско-Ямантауского антиклинория. Характерными из них являются Каратауская, Киселевская, Симская и Юрюзанская зоны. Каратауская прослеживается по южному и юго-западному подножиям хр. Каратау, на контакте миньярских известняков с ашинскими терригенными отложениями, где выходит серия родников, преимущественно восходящих, с дебитом от десятых долей до 70 *л/сек* при преобладающем от 5 до 30 *л/сек* (родник 111). Киселевская зона прослеживается по контакту катавских и миньярских известняков с терригенными отложениями инзерской и ашинской свит северо-восточнее г. Аши, в долине рч. Киселевский ключ. Дебиты родников здесь варьируют от 3 до 160 *л/сек* при преобладающем от 25 до 75 *л/сек*. Наиболее характерные из них: родник Шумный с дебитом от 74 до 160 *л/сек*, выходящий на контакте миньярских известняков с инзерскими песчаниками в верховье Киселевского ручья, и родник Овечкин ключ с дебитом 74 *л/сек* — на контакте миньярских известняков с ашинскими песчаниками в долине р. Берды.

Симская зона прослеживается по контакту девонских и миньярских карбонатных пород с ашинскими песчаниками серией родников, выходящих в глубоких каньонообразных долинах рек Сима, Берды и Миньяра с преобладающим дебитом от 5 до 120 *л/сек*. Наиболее характерный из них Гремучий ключ (117) выходит в долине р. Сима с постоянным дебитом 120 *л/сек*. По контакту девонских известняков с ашинскими песчаниками прослеживаются в основном родники с резко неустойчивым дебитом. Таковы Синие родники, выходящие вдоль контакта в долине р. Берды с суммарным расходом от 37 *л/сек* зимой до 515 *л/сек* в паводковый период. Аналогичный, но более мощный род-

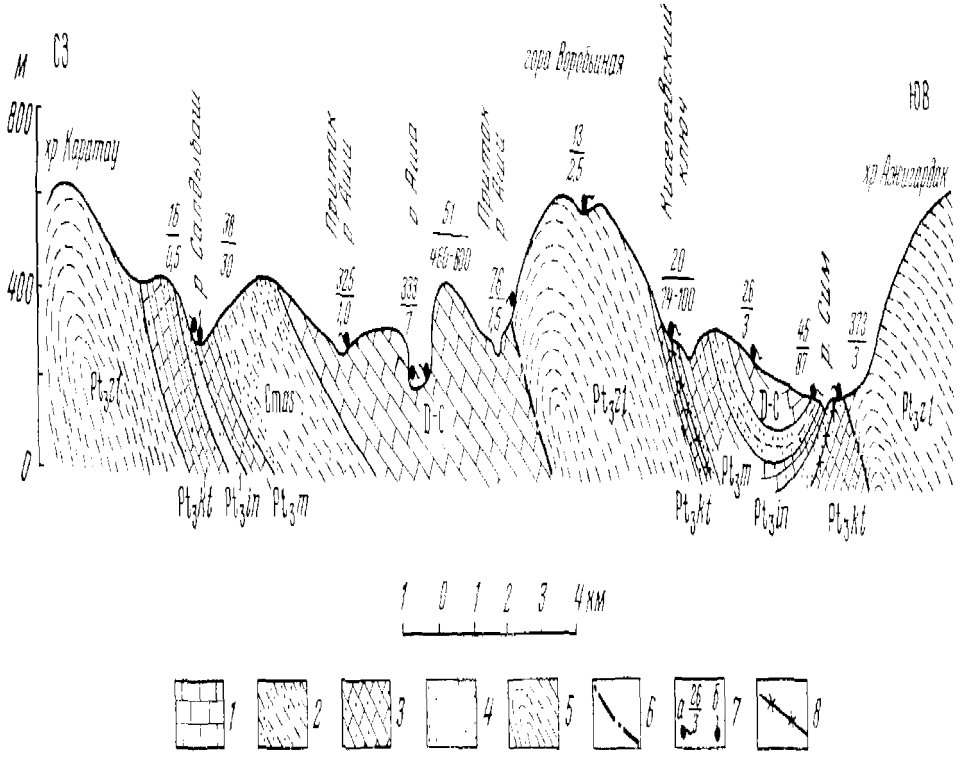


Рис. 57. Гидрогеологический разрез района хр. Каратау. Составили А. С. Верлешникова и Н. С. Анисимова по материалам В. Т. Брок и И. А. Вожениковой

1 – известняки и доломиты палеозоя; 2 – терригенные отложения аншинской свиты кембрия; 3 – доломиты и известняки жиландинской и келявской свит верхнего протерозоя; 4 – терригенные отложения аксерской свиты верхнего протерозоя; 5 – метаморфические образования ильмердакской свиты верхнего протерозоя; 6 – тектонические нарушения; 7 – родники: а – восходящий, б – нисходящий. Цифры в числителе – номер родника по первоисточнику, в знаменателе – дебит, л/сек; 8 – зоны повышенной водообильности

ник выходит из этой же зоны севернее г. Миньяра, в долине р. Миньяра, с изменяющимся дебитом от 180 до 3600 *л/сек*.

Юрюзаньская водоносная зона, приуроченная к контакту катавских известняков и доломитов с метаморфическими образованиями зильмердакской свиты и терригенными отложениями инзерской свиты, вскрыта скважинами до глубины 100 *м* в районе городов Юрюзани и Катав-Ивановска. Дебиты скважин здесь достигают 5—10 *л/сек* при удельном дебите до 1 *л/сек*. Наиболее водообильная скв. 101, пройденная севернее г. Катав-Ивановска, имела дебит 42,8 *л/сек* при удельном дебите 4,6 *л/сек*.

Зональный характер водоносности описываемого комплекса обусловил формирование в нем преимущественно динамических запасов подземных вод при незначительной доле естественных и непостоянство режима его, особенно в условиях малой мощности трещинно-карстовой зоны при резко расчлененном рельефе и коротких путях движения подземного потока.

Химический состав трещинно-карстовых вод преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,08 до 0,8 *г/л* при преобладающей до 0,7 *г/л*. Причем более пресные воды с минерализацией от 0,2 до 0,5 *г/л* развиты в пределах палеозойских и катав-миньярских карбонатных пород Каратау и характеризуются формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,96}{Ca\,65\;Mg\,35}.$$

В саткинских отложениях, характеризующихся более пестрым химическим составом, минерализация воды изменяется в более широких пределах. Здесь изредка встречаются гидрокарбонатные кальциево-натриевые и даже ультрапресные сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Температура воды 3—7° С, но в зонах глубокого разлома выходят термальные родники. В частности, родник Кургазак с расходом 100 *л/сек* при температуре 16° С выходит в зоне сопряжения Каратау с Юрюзано-Сылвинской депрессией. Аналогичный родник, но менее мощный, выходит в районе г. Катав-Ивановска.

9. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений протерозоя и ашинской свиты кембрия — sPt_3, $Cm\,as$

Описываемый водоносный комплекс пользуется широким площадным распространением в пределах Башкирского и Уралтауского мегантиклинориев, где он приурочен к трещинной зоне мощной разновозрастной толщи терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя и кембрия. Вследствие складчатого строения района эти отложения выходят на дневную поверхность в виде малых или больших полос и массивов северо-восточного простирания. Представлены они филлитовидными, глинистыми, хлоритоидными сланцами, доломитами, мраморами, известняками, алевролитами, аргиллитами, песчаниками, кварцитами, кварцитовидными песчаниками, реже конгломератами, кристаллическими магнезитами, сидеритами. Вся толща прорезана жильными телами диабазового состава и мелкими интрузиями гранитов. Преобладающим распространением пользуются терригенные отложения, среди которых залегают карбонатные в виде региональных или локально развитых пластов мощностью до 100—200 *м*, реже до 300—400 *м*. На дневную поверхность они выходят в глубоких депрессионных впадинах небольшими полосками площадью 10, реже 15 *км*^{2}, пред-

ставляющими собой купольные части антиклинальных складок высоких порядков или их борта. Кварциты и кварцито-песчаники, переслаивающиеся с песчаниками, конгломератами, слагают преимущественно горные возвышенности, а сланцевые толщи — склоны гор и депрессионные понижения (см. рис. 37). На горных склонах протерозойско-кембрийские породы прикрыты элювиально-делювиальными песчано-глинистыми отложениями, у подножия гор — осыпями кварцитов общей мощностью до 5—10 *м*, реже до 20 *м* и более.

Подземные воды трещинной зоны и рыхлых покровных отложений образуют единый водоносный комплекс. В пределах трещинной зоны он разобщен на отдельные преимущественно крупные, реже малые бассейны трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод. Подземные воды обладают свободным уровнем, залегающим на глубине от 0 до 10 *м*, при преобладающем до 5 *м*, а на водоразделах до 25 *м* и более. В пониженных участках рельефа, приуроченных к зонам развития карбонатных пород, а также в зонах тектонических разломов, прикрытых с поверхности водонепроницаемыми породами, подземные воды характеризуются величиной напора до 20—30 *м*, что обусловливает наличие восходящих родников и фонтанирование скважин с дебитом до 3—5 *л/сек*. Мощность трещинной зоны в терригенных отложениях не превышает 20—40 *м*, а трещинно-карстовой достигает 60—80 *м* и увеличивается до 100 *м* и более в зонах тектонических разломов.

Водоносность комплекса в целом незначительна и весьма неравномерна. Дебиты родников варьируют от сотых долей до 20 *л/сек* при преобладающем от 0,1 до 0,5 и среднем 0,95 *л/сек* (см. рис. 36), а дебиты скважин от сотых долей до 25 *л/сек* при наличии практически безводных. Повышенная водоносность комплекса приурочена к площадям распространения карбонатных пород, зонам тектонических разломов и жильных полей, а также приконтактным зонам карбонатных пород с терригенными, особенно в придолинных участках рек. Дебиты родников в карбонатных породах изменяются от 0,1 до 20 *л/сек* при преобладающих 1—5 *л/сек*, а дебиты скважин от 0,5 до 25 *л/сек* при удельном дебите от 0,1 до 1,7 *л/сек*. В пределах Бакальского железорудного месторождения трещинно-карстовые воды известняков более 20 лет эксплуатируются рудничным водоотливом и скважинным водозабором с суммарным среднегодовым расходом около 100 *л/сек*. Менее водоносны сланцы и песчаники, характеризующиеся тонкой волосной трещиноватостью, закольматированной глинистым материалом вследствие глинистости водовмещающих пород. Преобладающий дебит родников в них не превышает 0,5 *л/сек* и только в зонах тектонических дроблений достигает 1—3 *л/сек*. О слабой водообильности их свидетельствуют также малые притоки воды в карьеры Бакальского железорудного месторождения, расположенные на горах Буландихи и Иркускана, где они составляют около 1—2 *л/сек* в зимнюю межень, увеличиваясь до 8—10 *л/сек* в паводковый период. В то же время на руднике им. ОГПУ, находящемся в аналогичных геологических условиях, но осложненных двумя тектоническими разломами, дебит дренажной скважины стабильно составляет 8—10 *л/сек*, а родник Студеный, приуроченный к зоне тектонического разлома, постоянно функционирует с дебитом 3—7 *л/сек*.

Аналогичные, но менее значительные по площади распространения и эксплуатационным запасам трещинно-карстовые бассейны и трещинно-жильные водоносные зоны имеются за пределами Бакальских рудников. В частности, довольно многочисленны они в районе Уралтау, в так называемом Айском бассейне, примыкающем к долине р. Ай,

где водовмещающие породы представлены сланцево-карбонатной толщей уреньгинской свиты. Один из таких трещинно-карстовых микробассейнов с повышенной водообильностью вскрыт скважиной в долине ручья, впадающего в р. Ай, с дебитом 9 *л/сек* при понижении уровня на 6 *м*. Не менее водообильная зона тектонического контакта доломитов со сланцами фиксируется серией родников, выходящих в долине р. Ай, на площади около 300 $м^2$, с суммарным расходом около 40 *л/сек* при дебите каждого из них 2—3 *л/сек*.

Химический состав подземных вод пестрый с минерализацией от 0,04 до 0,4 *г/л* при преобладающей от 0,07 до 0,2 *г/л*. Примерно в равной мере здесь развиты гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды при различном катионном составе, с преобладанием катиона натрия, реже сульфатные воды. В пределах горных возвышенностей в условиях наиболее интенсивного водообмена развиты преимущественно ультрапресные воды сульфатно-гидрокарбонатного натриевого или натриево-кальциевого состава, характеризующиеся формулой

$$M_{0,08}\frac{SO_4\,48\ HCO_3\,37\ Cl\,15}{(Na+K)\,46\ Ca\,31\ Mg\,23}.$$

В более пониженных участках, особенно в местах глубокого дренирования водоносного комплекса тектоническими зонами и в пределах развития карбонатных отложений, подземные воды имеют преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и натриевый или кальциево-магниевый состав с минерализацией от 0,1 до 0,46 *г/л* при преобладающей до 0,3 *г/л*. Наиболее типичный солевой состав воды по Бакальскому руднику представляется формулой

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,85}{Ca\,68\ Mg\,32}.$$

10. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований зигальгинской свиты — gPt_3zg

Развит зигальгинский водоносный комплекс в пределах Уралтауского и на незначительной площади Башкирского мегантиклинориев. Водовмещающие породы его представлены кварцитами, кварцито-песчаниками, реже конгломератами, филлитизированными и слюдяными сланцами с прослоями известняков зигальгинской и таганайской свит верхнего протерозоя. Слагают они, как правило, наиболее возвышенные участки рельефа, в частности: хребты Маткаль, Зюраткуль, Нургуш, Зигальга, Уреньга, Таганайский, Уральский, Сука, Шуйда и др. С поверхности склоны их покрыты продуктами разрушения кварцитов и кварцито-песчаников, представляющих собой крупноглыбовые осыпи (курумы), наибольшая мощность которых (до 40—60 *м*) отмечается у подножия горных склонов, отвечающих обычно приконтактным зонам кварцитов и кварцито-песчаников с другими породами и зонам тектонических нарушений. В наиболее пониженных участках рельефа каменистые осыпи нередко прикрыты песчано-глинистыми отложениями.

Характерной особенностью кварцитов и кварцито-песчаников является раздробленность их на большую глубину (до 100 *м* и более) серией редких преимущественно открытых трещин широтного и меридионального простирания, способствующих инфильтрации атмосферных осадков через каменистые осыпи, с которыми они составляют единый гидравлически взаимосвязанный водоносный комплекс безнапор-

ных вод. Напорный характер они приобретают только в пониженных участках рельефа, где экранирующее влияние оказывают песчано-глинистые делювиальные отложения.

Разгрузка подземных вод происходит в виде нисходящих, реже восходящих родников по долинам рек, склонам гор, в зонах тектонических разломов и на контактах кварцитов и кварцито-песчаников с другими менее трещиноватыми породами (сланцами, песчаниками, эффузивами и интрузивами), залегающими гипсометрически ниже и играющими роль барражей на пути следования подземного потока. Так, в приконтактной зоне кварцитов зигальгинской свиты с песчаниками и сланцами зигазино-комаровской свиты, прослеживающейся вдоль западного подножия хр. Сука, на протяжении 4,5 *км* выходит серия родников (около 20) под общим наименованием Благие ключи (124) с дебитом каждого от 0,5 до 5 *л/сек*. Суммарный расход их до 38 *л/сек* в весенне-летнее время и 3—4 *л/сек* в зимнюю межень. Аналогичные зоны прослеживаются серией родников по западному склону хр. Зигальга и восточному склону хр. Уреньга. Наиболее высокодебитные родники с расходом до 20—34 *л/сек* приурочены к зонам тектонических нарушений (родник 118). За пределами таких зон дебиты родников не превышают 0,5 *л/сек*, а дебиты скважин — 0,05—0,3 *л/сек*. В целом для комплекса средний расход родников составляет 1,9 *л/сек* при преобладающем от 0,1 до 5,0 *л/сек* (см. рис. 36).

По степени водоносности для описываемого комплекса характерна высотная зональность, представленная наличием трех основных зон:

1. Гольцовая зона скалистых водораздельных участков; располагается выше абсолютных отметок 900—1100 *м* и характеризуется как водопроницаемая, но безводная.

2. Склоновая зона горных возвышенностей, где формируются в основном динамические запасы подземных вод с резко выраженным сезонным режимом. Дебиты родников здесь летом достигают 2—7 *л/сек*, но зимой большинство из них сокращает свой расход на 80—90% или исчезают совсем.

3. Зона пониженных участков рельефа, приуроченных преимущественно к тектоническим разломам и приконтактным зонам кварцитов и кварцито-песчаников с другими породами, где в связи с большей мощностью трещинной зоны и мощной толщей каменистых осыпей формируются как статические, так и динамические запасы с более стабильным режимом и, следовательно с более значительными эксплуатационными запасами, чем в верхних зонах. Нередко глубокие зоны разломов, прикрытые с поверхности песчано-глинистыми отложениями, заключают в себе напорные воды. В частности, водозабор рудника им. ОГПУ, расположенный на юго-восточном склоне хр. Шуйда, около 10 лет эксплуатировался двумя скважинами с суммарным расходом на самоизлив 4—6 *л/сек*. В первоначальный период они фонтанировали соответственно с расходом 5 и 14 *л/сек*. В настоящее время здесь пробурена новая скважина глубиной 80 *м*, которая вскрыла эту зону разлома в кварцитах и эксплуатируется при стабильном режиме с расходом 9 *л/сек* при понижении динамического уровня на 17 *м*.

Химический состав подземных вод комплекса преимущественно сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный, реже сульфатно-хлоридный при смешанном катионном составе с ультрапресной минерализацией от 0,05 до 0,08 *г/л*. Типовой состав их может быть представлен формулой

$$M_{0,08}\,\frac{SO_4\ 46\ HCO_3\ 35\ Cl\ 19}{(Na+K)\ 70\ Ca\ 15\ Mg\ 15}.$$

Только в линейных зонах трещинно-жильных вод, в частности на водозаборе рудника им. ОГПУ, химический состав воды приобретает преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый состав с минерализацией 0,1—0,24 *г/л*, который выражается формулой

$$M_{0,1}\ \frac{HCO_3\ 87}{Ca\ 52\ Mg\ 46}.$$

11. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя — βPt_3

Водовмещающие породы комплекса представлены диабазами, альбитофирами, порфиритами и их туфами, амфиболитами, порфиритоидами, переслаивающимися с хлоритовыми и слюдяно-кварцевыми сланцами, реже с песчаниками машакской и кувашской свит верхнего протерозоя, прорезанных редкими и мелкими интрузивными телами и жилами. Развиты они в пределах Верхнекусинско-Зилаирского мегасинклинория в виде меридионально вытянутой полосы шириной до 10 *км* при протяженности 120 *км* среди интрузивных пород и кварцитов зигальгинской свиты. С поверхности вулканогенные породы прикрыты песчано-глинистыми аллювиально-делювиальными отложениями мощностью до 5 *м*, а в приконтактных зонах с кварцитами — грубовалунными осыпями их.

Подземные воды, приуроченные к трещинной зоне выветривания и покровным отложениям, образуют единый гидравлически взаимосвязанный водоносный комплекс со свободным уровнем, залегающим на глубине от 0 до 5—10 *м*. Зеркало его в общих чертах повторяет рельеф местности. Мощность трещинной зоны выветривания не превышает 30—40 *м* и только в тектонически ослабленных зонах жильных полей она достигает 50—60 *м*. Многочисленные, но мелкие трещины зоны выветривания преимущественно закольматированы глинистым материалом. Основное питание подземные воды горизонта получают за счет инфильтрации атмосферных осадков в пределах его развития и подтока подземных вод из кварцитов и кварцито-песчаников зигальгинской свиты и интрузивных массивов, находящихся гипсометрически выше (рис. 38). Такое положение водоносного комплекса обусловило субширотное направление подземного потока в периферической части структуры и субмеридиональное в осевой ее части, где он дренируется малыми реками.

Водообильность комплекса в целом незначительна ввиду малой мощности трещинной зоны и кольматации трещин глинистым материалом. Дебиты родников варьируют от сотых долей до 5 *л/сек* при среднем дебите 0,7 *л/сек* и преобладающем от 0,1 до 0,5 *л/сек* (см. рис. 36). Среди литологических разновидностей пород наиболее водоносны альбитофиры, к которым приурочены более высокодебитные родники. Причем повышенная водообильность отмечается на контактах их с гнейсами и жильными телами, где дебиты родников достигают 1—5 *л/сек*.

Химический состав подземных вод преимущественно сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный натриевый или натриево-кальциевый, иногда магниевый с ультрапресной минерализацией до 0,1 *г/л*. Характерный солевой состав воды выражается формулой

$$M_{0,08}\ \frac{SO_4\ 46\ HCO_3\ 35}{(Na+K)\ 48\ Ca\ 37\ Mg\ 15}.$$

12. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя — gPt_{1-3}

Водовмещающими породами комплекса являются древние образования тараташской свиты нижнего протерозоя, рассматриваемые как кристаллический фундамент Русской платформы, и образования нижних подсвит машакской и кувашской свит верхнего протерозоя. Пред-

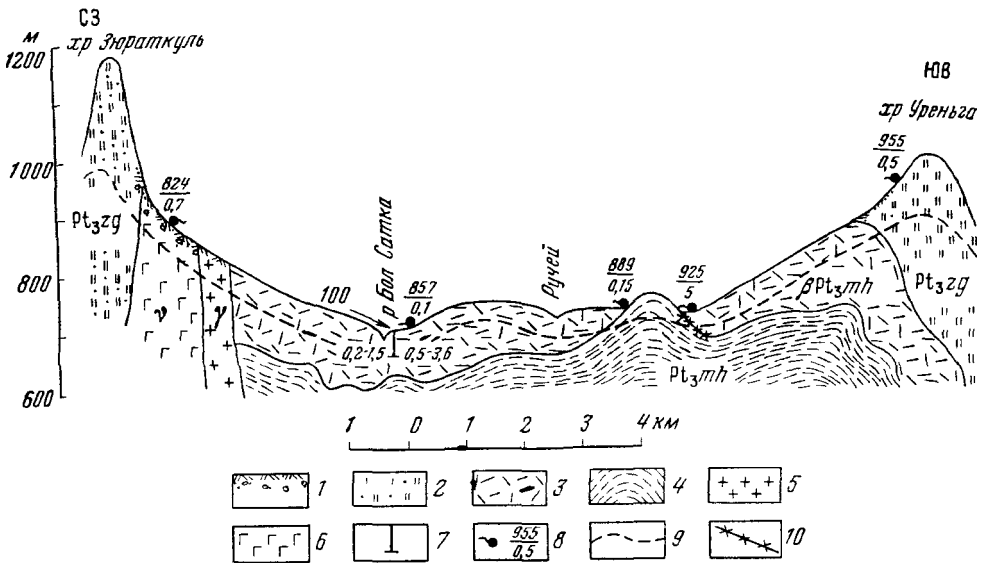


Рис. 38. Широтный гидрогеологический разрез Верхнекусинско-Зилаирского мегасинклинория в районе оз. Зюраткуль. Составила А. С. Веретенникова по материалам Н. Д. Фещенко

1 — каменистые осыпи кварцитов, *2* — кварциты и кварцито-песчаники *3* — альбитофиры, порфироиды, амфиболиты, переслаивающиеся с хлоритовыми и слюдяно-кварцевыми сланцами; *4* — сланцы слюдяно-кварцевые, гнейсы, кварциты, *5* — граниты *6* — габбро габбро-диабазы, *7* — скважина цифры вверху — номер по каталогу, цифры снева первая — минерализация воды, *г/л*, вторая — статический уровень воды в *м* Цифры справа первая — дебит в *л/сек*, вторая — понижение уровня в *м* *8* — родник, цифра в числителе — номер по первоисточнику, цифра в знаменателе — дебит в *л/сек*, *9* — глубина распространения трещинной зоны выветривания, *10* — при контактные зоны с повышенной водообильностью

ставлены они гнейсами, мигматитами, кварцитами, кремнистыми сланцами, слюдяно-кварцевыми и хлоритовыми сланцами, амфиболитами, кварцитовидными песчаниками, реже конгломератами. Нередко они вмещают небольшие интрузивные тела гранитов и габбро и пронизаны многочисленными пегматитовыми и кварцевыми жилами различного генезиса. Развиты эти образования в пределах Тараташско-Ямантауского и Уралтауского мегантиклинориев, а также в Верхнекусинско-Зилаирском мегасинклинории, слагая ядра соответственно Тараташской и Нижне-Уфалейской мегантиклиналей и Кувашской антиклинали. На дневную поверхность они выходят в виде четырех разобщенных массивов, вытянутых в субмеридиональном направлении, шириной от 5 до 20 *км* при протяженности от 45 до 90 *км*, занимающих повышенное гипсометрическое положение.

Характерной особенностью их является наличие мелкой, но открытой трещиноватости в зоне выветривания, развитой на небольшую глубину — до 40—60 *м*. Подземные воды трещинной зоны образуют соответственно четыре изолированных, но схожих между собой по гидрогеологическим условиям бассейна трещинных и трещинно-жильных, преимущественно безнапорных вод. Занимая повышенное гипсометри-

ческое положение, они получают питание исключительно за счет атмосферных осадков в пределах области распространения. Зеркало подземных вод, залегая на глубине от 0 до 5—10 *м*, в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности. Разгружаются подземные воды в основном по склонам горных возвышенностей, с превышением над основными дренами до 200—240 *м* в местах с резко выраженным изгибом рельефа, или на контактах с менее водоносными барражирующими породами в виде небольших родников, дающих начало малым рекам. Дебиты родников варьируют от десятых долей литра в секунду до 5—8 *л/сек* (см рис 36) Наиболее водообильными из литологических разностей являются инъекционные и кварцито-слюдистые гнейсы, характеризующиеся выходами наиболее высокодебитных родников с расходом до 5—8 *л/сек* при преобладающем 3—5 *л/сек*. Несколько уступают им по водообильности кварциты, гнейсы, гранито-гнейсы с дебитами родников до 5 *л/сек* при преобладающем до 1,0 *л/сек*. Менее водоносны хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы с преобладающим дебитом родников до 0,5 *л/сек* при максимальном до 1—2 *л/сек*.

Относительно повышенная водоносность приурочена к локальным тектонически ослабленным зонам, где наблюдаются выходы родников с наиболее высокими дебитами В частности, из гнейсов по западной и восточной приконтактным зонам Кувашского массива выходят родники с дебитом 5—8 *л/сек*. Однако повышенная водоносность этих зон не повсеместна и, вероятно, регионального значения не имеет, здесь же встречаются и малодебитные родники За пределами водоносных зон дебиты родников не превышают 2 *л/сек* при преобладающем до 1 *л/сек*, а дебиты скважин 0,5—1,0 *л/сек* при понижении до 5 *м* Причем наиболее водообильные из них приурочены к придолинным участкам рек.

Химический состав подземных вод преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый или кальциево-натриевый при ультрапресной минерализации до 0,1 *г/л*. Реже на более низких отметках развиты гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 0,2 *г/л*. Типичный солевой состав воды по роднику 115 Кувашского бассейна можно представить формулой

$$M_{0,08}\ \frac{SO_4\ 46\ HCO_3\ 35\ Cl\ 19}{(Na+K)\ 48\ Ca\ 30\ Mg\ 22}.$$

13. Водоносный комплекс зон трещиноватости интрузивных пород протерозоя и кембрия — γ(Pt, Cm), ν(Pt, Cm)

Описываемый комплекс имеет весьма ограниченное распространение, в виде небольших бассейнов трещинных и трещинно-жильных вод в зоне выветривания и локально развитых тектонических разломах гранитных и габброидных интрузий протерозоя и кембрия, которые секут древние машакско-тараташские метаморфические образования. Наиболее крупными являются Бердяушский массив сиенитов и гранитов-рапакиви, Кувашский массив габбро и гранитов, занимающих в рельефе повышенное гипсометрическое положение. Гидрогеологические условия этого водоносного комплекса изучены слабо, имеющиеся немногочисленные фактические данные свидетельствуют о весьма низкой водообильности, а на водораздельных участках даже и безводности Дебиты родников, выходящих по долинам рек из дресвяных и щебенистых аллювиальных отложений гранитов и габбро, обычно не превышают 0,2—0,3 *л/сек*, дебиты скважин 0,5 *л/сек* при понижении

уровня от 4 до 16 *м* Наиболее водоносны окраинные части массивов и зоны тектонических разломов, где дебит отдельных скважин достигает 6 *л/сек* при удельном дебите 0,3 *л/сек* (рудник Магнитка), а дебиты родников до 5—10 *л/сек* (см рис 36) Водопритоки в шахты Кусинского месторождения титаномагнетитов, пройденных в габбро-амфиболитах, не превышают 20 *л/сек* при глубине шахты 300 *м* и длине основного штрека 1020 *м*

Химический состав подземных вод гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный при смешанном катионном составе, с некоторым преобладанием кальция и натрия По степени минерализации они относятся к ультрапресным водам и только в пределах Бердяушского гранитного массива минерализация достигает 0,2 *г/л* Наиболее характерный солевой состав воды представлен формулой

$$M_{0\,1}\,\frac{SO_4\,56\;HCO_3\,32\;Cl\,12}{Ca\,54\;(Na+K)\,32\;Mg\,14}$$

Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах среднего и нижнего палеозоя восточного склона Урала — II_3

Гидрогеологический район восточного склона Урала в структурном отношении охватывает три меридионально вытянутые структуры второго порядка Тагило-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб и частично западную часть Зауральского поднятия Сложены они сильно дислоцированными вулканогенно-осадочными, метаморфическими (зеленокаменная толща), в меньшей мере терригенными и карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и карбона Особенностью района является широкое развитие интрузий преимущественно гранитовой формации в пределах Восточно-Уральского поднятия и габбро-перидотитовой в Тагило-Магнитогорском прогибе Общая площадь интрузивных пород занимает почти 30% территории района Толща зеленокаменных пород собрана в сложные складки высоких порядков и разбита многочисленными тектоническими нарушениями регионального и локального характера, прослеженными до глубины 150—200 *м*, реже до 400—500 *м*, а также прорвана мелкими жильными телами, образующими на некоторых участках обширные жильные поля, в том числе и среди интрузивного комплекса пород С поверхности развит чехол четвертичных элювиально-делювиальных, а в долинах рек — аллювиальных песчано-глинистых отложений мощностью до 5—10 *м* при преобладающей до 4—5 *м* В углублениях палеозойского рельефа встречаются песчано-глинистые, реже опоковые разности палеогеновых и неогеновых пород, занимающих незначительные площади в виде отдельных пятен

Рельеф района представляет слабо всхолмленную равнину с пологим восточным уклоном, прорезанную в субширотном направлении долинами рек тобольской системы На западе она обрамляется серией горных возвышенностей, приуроченных к полосе развития основных и ультраосновных интрузий, по которым на Среднем Урале проходит линия главного водораздела Урала Наиболее низкое гипсометрическое положение в пределах равнины занимают массивы карбонатных пород, более высокое — интрузивные массивы

В пределах района имеется большое количество месторождений твердых полезных ископаемых (черных и цветных металлов, угля и др), разведка и эксплуатация которых позволила более детально изучить гидрогеологические условия его по сравнению с другими рай-

онами. Этому же способствовали поисково-разведочные работы на воды для водоснабжения крупных городов и промышленных центров Урала и опыт продолжительной эксплуатации некоторых из них.

Подземные воды района приурочены к трещинной зоне выветривания, в которой формируются безнапорные трещинные и трещинно-карстовые воды, а в покровных рыхлых отложениях — пластово-поровые воды. В зонах тектонических нарушений и контактов литологически разнородных пород, а также в жильных породах заключены трещинно-жильные преимущественно напорные воды. Роль всех этих вод в формировании подземного потока восточного склона Урала аналогична Центрально-Уральскому поднятию. Здесь они также образуют единый подземный поток преимущественно безнапорных вод, который имеет в основном субширотное направление вкрест простирания геологических структур с пологим восточным уклоном и дренируется многочисленными реками субширотного направления, обеспечивающими субмеридиональное направление потока на этих микроучастках. Условия питания, стока и разгрузки его также близки последним Центрально-Уральского поднятия, но имеют и существенные отличия. В частности, область питания его несколько больше площади распространения за счет подтока подземных вод с Центрально-Уральского поднятия. Кроме того, вследствие равнинности рельефа величина подземного стока здесь несколько выше, особенно в пределах карбонатных массивов, где нередко речной сток полностью переходит в подземный, оставляя русла рек сухими. В то же время разгрузка подземных вод за счет родникового стока в виду слабой расчлененности рельефа менее интенсивна. Частично подземный поток восточного склона Урала разгружается в пределах Тобольского артезианского бассейна, подпитывая сопряженные водоносные горизонты и комплексы его, о чем свидетельствует идентичность химического состава и минерализации подземных вод этих комплексов.

Наиболее характерной особенностью восточного склона Урала является широтная зональность как по степени водоносности и режиму подземных вод, так по химическому составу, минерализации и температуре их, обусловленной климатическими факторами. Кроме того, в зависимости от рельефа местности отмечается меридиональная зональность по степени минерализации и химическому составу подземных вод. В западной наиболее приподнятой приводораздельной части Северного и частично Среднего Урала развиты преимущественно ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,1 *г/л*, а в восточной равнинной — преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые с минерализацией от 0,2 до 0,8 *г/л* (см. рис. 41).

Широтная зональность проявляется наиболее высокой водоносностью пород и максимальной амплитудой сезонных колебаний уровней на Северном Урале, снижающихся в южном направлении, по мере уменьшения количества атмосферных осадков и увеличения испаряемости. Минимального значения они достигают в степной, засушливой юго-восточной части Южного Урала. Температура подземных вод при этом повышается от 2—4° С на Северном Урале до 4—6° С — на Среднем и 6—10° С — на Южном. По этой же причине и в этом же направлении в связи со снижением интенсивности водообмена происходит постепенное увеличение минерализации подземных вод и метаморфизация химического состава их.

В районе Северного Урала, характеризующегося влажным климатом с большим количеством атмосферных осадков, обусловившим интенсивный водообмен, преобладающая минерализация подземных вод

не превышает 0,3 *г/л* при гидрокарбонатном кальциевом составе. На Среднем Урале она увеличивается до 0,4—0,6 *г/л* с преобладающим гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом, а на Южном варьирует от 0,4 до 1,0 *г/л* при смешанном анионном и катионном составе с преобладанием гидрокарбонатного иона. На отдельных участках Южного Урала ореольно развиты солоноватые хлоридные натриевые или сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 1—3 *г/л*, реже до 5 *г/л*. Помимо отмеченной широтной зональности подземные воды, циркулируя по трещинам и пустотам различных пород, обогащаются теми или иными растворимыми солями, что определяет специфику их состава в пределах распространения литологически различных пород. Так, среди ультраосновных массивов развиты в основном гидрокарбонатные магниевые воды, а среди карбонатных, особенно доломитизированных известняков, преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, на медных месторождениях — кислые сульфатные воды. В тектонически ослабленных зонах палеозойских пород минерализация трещинно-жильных вод несколько выше, чем в дренируемых ими трещинных и трещинно-карстовых водах. В условиях замедленной циркуляции или застойного режима в таких зонах иногда формируются соленые воды и даже рассолы с минерализацией до 52 *г/л*, как это было выявлено на Теченском железорудном месторождении.

По аналогии с Центрально-Уральским поднятием и в соответствии с литологическим составом водовмещающих пород, по-разному реагирующих на тектонические подвижки и факторы выветривания и поэтому обладающих различной степенью трещиноватости и закарстованности и, следовательно, различной обводненностью, в пределах описываемого гидрогеологического района восточного склона Урала среди палеозойских пород выделяется шесть водоносных комплексов зон трещиноватости (рис. 39, 40 см. вкл.): угленосных отложений нижнего карбона hC_1; терригенных отложений девона и карбона D, C; карбонатных отложений силура, девона и карбона S, D, C; вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона β (S, D, C); метаморфических образований ордовика, силура, девона и карбона g(O, S, D, C) и интрузивных пород γPz_3, νPz_{1-2}, $sp Pz_{1-2}$.

Наиболее обводненным является водоносный комплекс карбонатных отложений, который, несмотря на малую площадь распространения (6,5 тыс. *км*^{2}), имеет большое промышленное значение. Как источник водоснабжения он обеспечивает работу наиболее высокопроизводительных водозаборов (до 900 *л/сек*), а как источник обводнения обусловливает большие водопритоки в горные выработки (до 3500 *л/сек*). Практически бесперспективны для централизованного водоснабжения водоносные комплексы терригенных и интрузивных пород, хотя окраинные части интрузий и жильные поля в них нередко каптированы рассредоточенными одиночными скважинами и используются для водоснабжения небольших объектов.

Водоносные комплексы вулканогенно-осадочных и метаморфических образований, водоносность которых связана с трещинной тектоникой, с вмещающимися в них малыми массивами закарстованных карбонатных пород, и прослоями кремнистых сланцев, широко используются для водоснабжения мелкими рассредоточенными водозаборами производительностью до 60 *л/сек*, а в условиях блоковой тектоники при благоприятных условиях питания поверхностными водами обеспечивают водоотбор до 400 *л/сек*. Эти водоносные комплексы имеют большое значение в наиболее густонаселенной части Среднего Урала, где подземные воды являются единственным источником водоснаб-

жения. Более детальная характеристика водоносных комплексов зон трещиноватости приводится ниже. Описание интрузивного и угленосного комплексов сделано В. И. Антипиным, остальных комплексов и вводной части — А. С. Веретенниковой.

1. Водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона — hC_1

Водоносный комплекс распространен в крыльях двух синклинальных структур на восточной окраине Среднего и Южного Урала. Одна из таких синклиналей проходит в меридиональном направлении от г. Алапаевска через район г. Артемовска и далее на юг до р. Синары западнее г. Каменска-Уральского (Артемовский бассейн). Вторая — от пос. Бородиновского через поселки Полтавку, Бреды до пос. Наследницкого близ южной границы Челябинской области (Полтаво-Брединский бассейн).

Угленосные отложения сложены нижневизейскими и верхнетурнейскими песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями конгломератов, углистых сланцев и пластов угля. Однако в отличие от западного склона карбонатные породы визе — намюра, лежащие там в кровле угленосных отложений и способствующие их сильной обводненности, в Артемовском бассейне отсутствуют, а в Полтаво-Брединском развиты в виде небольших слабоводоносных массивов, не оказывающих заметного влияния на обводненность угленосных пород. Второй особенностью угленосных отложений восточного склона Урала является их значительная метаморфизация, особенно в Полтаво-Брединском районе, где они осложнены интрузиями габбро-перидотитовой и гранитовой формаций, а угольные пласты превращены в сильно ографиченные антрациты.

Наблюдения в горных выработках показывают, что циркуляция подземных вод происходит по трещинам выветривания в песчаниках, конгломератах и углях, а ниже зоны выветривания — по трещинам сланцеватости и тектоническим нарушениям. Последние обладают наибольшей водоносностью и являются основными проводниками воды в шахты. Фациальная неустойчивость пластов угленосной толщи, частое замещение водоносных пород безводными и сильная тектоническая нарушенность создали условия, малоблагоприятные для гидравлической связи отдельных водоносных пластов и зон между собой и с поверхностными водами, что предопределило их общую малую обводненность.

В зоне выветривания, глубина которой достигает 40—50 *м*, развиты трещинные воды с глубиной залегания зеркала от 0,5 до 10—15 *м*, реже более. Водоносность обычно небольшая. Дебиты скважин редко превышают 1 *л/сек*, а притоки воды в шахты составляют от 5 до 40 $м^3/ч$. Ниже зоны выветривания обводнены только отдельные тектонические трещины, а размеры притоков в общем остаются небольшими. Так, на рудниках в Артемовском районе общие притоки в шахты с глубиной разработки до 170—200 *м* составляли 8—53 $м^3/ч$, в Полтаво-Брединском районе, при тех же глубинах горных выработок, от 5 до 80 $м^3/ч$.

По химическому составу подземные воды в большинстве районов пресные гидрокарбонатные кальциевые. В отдельных участках Южного Урала встречаются соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 2,6 *г/л*.

Группа	Система	Свита	Геологический индекс	Литологическая колонка	Мощность толщи, м	Литологический состав толщи	Водоносные комплексы зон трещиноватости	Дебит, л/сек от — до / преобладающий: родников	Дебит, л/сек от — до / преобладающий: скважин	Удельный дебит скважин л/сек от — до / преобладающий	Качество подземных вод: Минерализация г/л от — до / преобладающая	Качество подземных вод: Типовой ионный состав	Современное использование подземных вод водозаборами и водоотливами
Палеозойская	Каменноугольная	Угленосная	h, C_1		700–1000	Песчаники, глинистые сланцы, прослои конгломератов, углистых сланцев, пластов угля	Угленосных отложений нижнего карбона	0,2–2 / 0,2–1	0,05–10 / 0,1–1	0–2,7 / До 0,05	0,1–0,7 / 0,2–0,5 / 0,6–2,6 / 0,8–1,8	$HCO_3 67SO_4 30$ (Na+K)67Mg22Ca11 / $Cl47HCO_3 28SO_4 25$ (Na+K)58Mg31Ca11	Эксплуатируется шахтными водоотливами производительностью до 2,5–7,0 тыс $м^3/сутки$
	Каменноугольная девонская		D, C		200–1200	Песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы глинистые, реже филлитовые, прослои и линзы известняков, мергелей, туфопесчаников, кремнистых сланцев	Терригенных отложений девона и карбона	0,1–2 / 0,1–0,3	0,05–8 / 0,1–0,5	0–2 / До 0,05	0,1–0,6 / 0,1–0,3 / 0,7–4,6 / 1–2 (ореолы)	$HCO_3 92$ (2) Ca64Mg32 / $Cl61HCO_3 21SO_4 18$ (3) (Na+K)60Mg22Ca18	Эксплуатируется одиночными скважинами для водоснабжения
	Каменноугольная девонская силурийская		S, D, C		100–3000	Известняки, реже доломитизированные и мраморизованные известняки, доломиты, мраморы, прослои сланцев, песчаников, реже конгломератов и эффузивов	Карбонатных отложений силура, девона и карбона	0,1–2000 / 0,5–15	0,05–300 / 1–10	0–50 / 0,01–5	0,05–0,6 / 0,1–0,4 / 0,1–0,8 / 0,2–0,5 / 0,5–2,0 / 0,6–0,8	$HCO_3 89$ (1) Ca75Mg22 / $HCO_3 90$ (2) Ca60Mg32 / $Cl51HCO_3 39$ (3) (Na+K)41Ca30Mg29	Эксплуатируется многочисленными водозаборами производительность от 7,0 до 78 тыс $м^3/сутки$ и рудничными водоотливами производительностью от 2,5 до 300 тыс $м^3/сутки$
	Каменноугольная, девонская, силурийская		$\beta (S, D, C)$		>2000	Порфириты диабазы, спилиты (1), альбитофиры (2), туфы туфобрекчии (3), пачки и прослои известняков, доломитов, мраморов (4), различных сланцев (5), песчаников (6), конгломератов (7)	Вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона	0,02–25 / 0,1–0,5	0,05–80 / 0,2–1	0–10 / 0,01–0,5	0,06–0,2 / 0,08–0,2 / 0,05–0,4 / 0,1–0,3 / 0,5–50 / 1–2 (ореолы)	$HCO_3 82SO_4 14$ (1) Ca59(Na+K)22Mg19 / $HCO_3 88$ (2) Ca60Mg32 / $Cl81SO_4 26HCO_3 12$ (Na+K)69Mg16Ca15	Эксплуатируется двумя водозаборами производительностью 13 тыс $м^3/сутки$ и 26 тыс $м^3/сутки$ и многочисленными рудничными водоотливами производительностью от 0,2 до 10,5 тыс $м^3/сутки$
	Каменноугольная, девонская, силурийская, ордовикская		$\gamma (O, S, D, C)$		>2000	Зеленые сланцы, амфиболиты, порфиритонды (1) с прослоями эффузивов (2), конгломератов (3), песчаников (4), сланцев (5), мраморов (6), гнейсы (7). Сланцы метаморфические с прослоями кварцитов, мраморов порфиритоидов, зеленых сланцев (8), реже яшмы яшмоиды (9), парагнейсы	Метаморфических образований ордовика, силура, девона и карбона	0,01–30 / 0,2–3	0,05–30 / 0,1–3	0–2 / 0,01–0,3	0,06–0,25 / 0,1–0 / 0,06–0,45 / 0,2–0,3 / 0,5–2,9 / 1–2	$HCO_3 89$ (1) Ca65(Na+K)18Mg17 / $HCO_3 95$ (2) Ca52Mg36(Na+K)12 / $Cl47SO_4 26HCO_3 26$ (3) (Na+K)50Mg26Ca24	Эксплуатируется многочисленными водозаборами производительностью от 1,7 до 5,0 тыс $м^3/сутки$ и рудничными водоотливами производительностью от 0,2 до 17,3 тыс $м^3/сутки$

* Типовой ионный состав для Урала (1) — Северного, (2) — Среднего, (3) — Южного

Рис. 39. Сводная гидрогеологическая колонка водоносных комплексов зон трещиноватости восточного склона Урала Составила А С Веретенникова

2. Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений девона и карбона — D, C

Описываемый водоносный комплекс развит преимущественно на Среднем и Южном Урале в пределах Восточноуральских поднятия и прогиба и частично в Магнитогорском мегасинклинории. На Среднем Урале он представлен небольшими меридионально вытянутыми бассейнами трещинных и трещинно-жильных вод в Алапаевской, Каменской, Сухарышской и Магнитогорской синклиналях, где они занимают пониженное положение в рельефе относительно сопряженных с ними вулканогенных пород и повышенное относительно карбонатных отложений Более широким площадным распространением этот комплекс пользуется в юго-восточной части Южного Урала, где терригенные отложения слагают крупные седловинные погружения Тогузакскую синклиналь — между Чесменским и Джабык-Карагайским гранитными массивами и Неплюевскую — между Джабык-Карагайским и Суундукским массивами

Литологический состав водовмещающих пород комплекса характеризуется фациальной изменчивостью, пластичностью большинства разновидностей сланцевых пород и глинистостью продуктов их вывет-

ривания. Представлены они девонскими и каменноугольными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, сланцами преимущественно глинистого состава, реже филлитового, с прослоями и линзами известняков, мергелей, туфопесчаников и кремнистых сланцев. Вся эта переслаивающаяся толща пород в значительной мере дислоцирована, прорезана малыми и большими интрузиями кислого, реже основного и ультраосновного состава.

Основная локализация подземных вод описываемого комплекса связана с пликативной складчатостью, обусловившей развитие трещин напластования и кливажа, а также с трещинами выветривания, которые довольно равномерно распределены по разрезу, и в меньшей мере с трещинными зонами тектонических нарушений и контактов. Мощность трещинной зоны обычно не превышает 50—60 *м*, нередко на возвышенных участках рельефа ограничивается 20—30 *м*, в приконтактных зонах терригенных отложений с интрузивными породами она достигает 80—100 *м*, с известняками — 120—150 *м*, а в тектонических разломах — 100—200 *м*. Характерным является кольматация трещин глинистым материалом коры выветривания, нередко полностью залечивающим их, что обусловливает слабую водоносность комплекса.

Подземные воды трещинной зоны залегают на глубине от 0 до 10 *м* при преобладающей до 4—5 *м* и характеризуются преимущественно свободным уровнем, реже с небольшим напором местного значения за счет экранирующего влияния глинистого элювия и мезо-кайнозойских отложений. Зеркало подземных вод повторяет рельеф дневной поверхности. По долинам рек подземные воды разгружаются в виде подруслового потока и малодебитных родников — 0,1—0,3 *л/сек* при максимальном 0,8—2,0 *л/сек*.

Водоносность комплекса в целом крайне незначительна. Дебиты скважин обычно не превышают 0,5 *л/сек* при преобладающем 0,1—0,3 *л/сек*. Наименее водоносны глинистые сланцы, практически являющиеся водоупорами. Однако на общем фоне слабоводоносных пород выделяются отдельные, хотя и малочисленные зоны повышенной водоносности. Приурочены они к прослоям и линзам известняков, кремнистых сланцев, тонкопереслаивающейся толще различных по крепости и пластичности пород, а также к контактам литологически разнородных пород. Дебиты родников в этих зонах достигают 2 *л/сек*, а скважин 2—8 *л/сек*, при преобладающем 2—3 *л/сек*. Так, в пределах Каменской синклинали из 14 скважин, вскрывших терригенные отложения девона и среднего карбона, 8 скважин оказались практически безводными, 3 скважины с дебитом от 0,06 до 0,3 *л/сек* и 3 скважины имели дебит от 0,9 до 2,9 *л/сек*. Причем наиболее водообильная из них вскрыла контакт песчаников с известняками а две другие пройдены по переслаивающейся толще песчаников, конгломератов и сланцев. В пределах Алапаевской синклинали наиболее водообильными среди практически безводных пород являются прослои кремнистых сланцев с дебитом скважин до 4 *л/сек* при понижении на 10 *м*. В Сухарышской синклинали преобладающий дебит скважин составляет 0,1—0,5 *л/сек*, и только одиночными скважинами вскрыты отдельные водоносные зоны с дебитом скважин от 4 до 8,5 *л/сек* при удельном дебите до 1,0 *л/сек*. В центральной части Тогузакской и Неплюевской синклиналей, где терригенные отложения представлены преимущественно глинистыми сланцами, большинство скважин безводны или имеют ничтожно малый дебит — до 0,1—0,2 *л/сек* при понижениях на десятки метров.

В условиях маловодности описываемого комплекса в целом линейные водоносные зоны являются единственными источниками под-

земных вод, которые используются для водоснабжения сельскохозяйственных объектов в засушливых степных районах.

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный с минерализацией до 1 *г/л* при смешанном катионном составе. В пределах Среднего Урала преобладают кальциевые и кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,4—0,5 *г/л*. Типичный солевой состав их выражается формулой

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,78\ SO_4\,18}{Ca\,67\ Mg\,27}.$$

На Южном Урале, особенно в пределах Тогузакской и Неплюевской структур, встречаются ореолы солоноватых вод сульфатного и хлоридного натриевого состава с минерализацией до 2,0 *г/л*, а в районе р. Карталы до 4,6 *г/л* следующего состава:

$$M_{2,0}\frac{Cl\,61\ HCO_3\,21\ SO_4\,18}{(Na+K)\,60\ Mg\,22\ Ca\,18}.$$

3. Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений силура, девона и карбона — S, D, C

Водоносный комплекс карбонатных отложений, заключающий в себе трещинно-карстовые воды, является одним из наиболее водообильных на восточном склоне Урала. Развит он преимущественно в пределах синклинальных, реже антиклинальных структур, в виде отдельных разобщенных бассейнов или серии взаимосвязанных между собой бассейнов меридионального и субмеридионального простирания (рис. 41 см. вкл.). Наиболее крупные из них Северо-Уральский, Ивдельский, Карпинский, Исовской, Магнитогорский бассейны с площадью распространения от 200 до 500 *км*^{2} приурочены к Тагило-Магнитогорскому прогибу; Алапаевский, Каменский, Теченский, Сухарышский бассейны площадью от 200 до 300 *км*^{2} — к Восточно-Уральскому прогибу. В пределах Восточно-Уральского поднятия преимущественно на Южном Урале развиты небольшие трещинно-карстовые бассейны площадью от 20 до 100 *км*^{2}. Более мелкие бассейны (площадью до 20 *км*^{2}), развитые среди зеленокаменной толщи восточного склона Урала, рассматриваются совместно с вмещающими их породами.

Приурочены трещинно-карстовые бассейны к разновозрастным карбонатным толщам силура, девона и карбона, характеризующимся идентичными гидрогеологическими условиями в силу большой близости литологического состава водовмещающих пород, степени трещиноватости и закарстованности их, а также структурного и геоморфологического положения. Водовмещающие породы представлены известняками с пачками и прослоями глинистых сланцев, аргиллитов, полимиктовых песчаников, конгломератов, туффитов и реже бокситов. На Северном Урале преобладающим распространением пользуются девонские (на востоке) и в меньшей степени силурийские (на западе) карбонатные породы. Для всей этой толщи в Ивдельском и Северо-Уральском районе характерна перемежаемость серых и светло-серых хорошо карстующихся известняков с темно-серыми битуминозными слабо карстующимися известняками, включающими прослои известково-хлоритовых сланцев, в основании которых залегает продуктивная *толща бокситов*.

На Среднем Урале развиты карбонатные отложения всех возрастов, от силура до карбона, но в пределах Тагильского синклинория и

Восточно-Уральского поднятия наибольшим распространением пользуются малые карбонатные массивы силурийского и девонского возраста. В пределах Восточно-Уральского прогиба развиты более крупные карбонатные массивы преимущественно каменноугольного возраста, отличающиеся чистотой минерального состава, особенно в центральных частях крупных массивов.

На Южном Урале развиты в основном каменноугольные известняки, реже силурийские и девонские. Литологически они представлены светлыми, розовато-серыми, серыми реже битуминозными темно-серыми, вплоть до черных, разновидностями, нередко доломитизированными, мраморизованными и брекчиевидными, с прослоями глинисто-известковистых сланцев и песчаников.

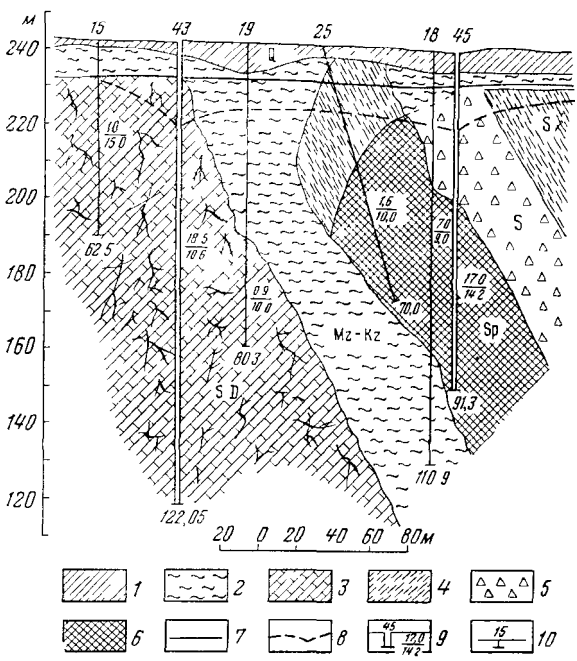


Рис. 42. Гидрогеологический разрез Быньговской водоносной зоны. По данным К. А. Костиной

1 — суглинки и глины делювиальные, *2* — элювиальные глины, *3* — известняки; *4* — сланцы метаморфические, *5* — роговики, *6* — серпентиниты, *7* — статический уровень до откачки, *8* — динамический уровень на конец откачки, *9* — разведочно-эксплуатационные скважины Цифры справа в числителе — дебит в *л/сек*, в знаменателе — понижение в *м*, *10* — поисковые скважины

В периферических частях карбонатных массивов известняки постепенно фациально замещаются песчано-сланцевыми, туфогенными породами (на Северном Урале) или терригенными и вулканогенными (на Среднем и Южном Урале). Карбонатные массивы с вмещающими их зеленокаменными породами смяты в сложные складки, осложнены многочисленными тектоническими нарушениями разрывного характера, нередко образующими блоковые структуры. Особенно характерны они для Северо-Уральского, западной зоны Ивдельского и Миасского массивов. Участками карбонатные массивы по тектоническим разломам контактируют с интрузивными породами (рис. 42) и с более молодыми мезо-кайнозойскими отложениями, в частности: в пределах Богословской, Веселовской и Мостовской триас-юрских депрессий и Челябинского грабена.

С поверхности карбонатные породы прикрыты чехлом песчано-глинистых четвертичных отложений преобладающей мощностью до 5 *м*, достигающей на отдельных закарстованных участках и в переуглубленных долинах рек 40—45 *м*. В пределах триас-юрских депрессий они перекрыты мощной толщей угленосных отложений, а в пограничной полосе с Зауральем мезо-кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями средней мощностью до 20 *м* при максимальной до 100—200 *м*.

Поверхность карбонатных пород характеризуется сильной расчлененностью с ярко выраженными карстово-эрозионными и эрозионно-тектоническими формами, представленными всеми видами поверхностного карста. На глубине карстовые полости имеют вид небольших каверн диаметром в несколько сантиметров или более крупных замкну-

тых полостей размером от десятков сантиметров до десятков метров. В сочетании с трещиноватостью подземный карст нередко образует в известняках очень сложные лабиринты подземных ходов, непосредственно связанных с поверхностными карстопроявлениями.

Процессам карстования подвержены почти все карбонатные массивы, но степень закарстованности их как по площади, так и на глубину чрезвычайно неравномерна, а формы карста для разных массивов различны. Так, на Северном Урале, характеризующемся влажным климатом и большим количеством атмосферных осадков, процессы карстования проявляются наиболее интенсивно. В южном направлении по мере уменьшения количества атмосферных осадков и увеличения испаряемости они затухают. Наиболее интенсивному карстованию и на большую глубину подвержены тектонически ослабленные зоны и контакты известняков с некарстующимися породами, характеризующиеся повышенной трещиноватостью и раздробленностью. Широким площадным распространением карст пользуется в пределах купольных частей антиклинальных складок (Исовской массив), в местах резких изгибов структур (Каменская, Покровская). Глубина распространения трещинно-карстовой зоны на таких участках достигает максимальной величины и составляет на Северном Урале 500 и реже 1000 *м*, снижаясь до 200—300 *м* на Среднем Урале (Исовской, Мостовской, Алапаевский, Каменский, Невьянский, Сухарышский бассейны) и 100—150 *м* на Южном Урале (южнее широты г. Троицка). Вне описанных зон развитие карста ограничивается глубинами 200—250 *м* на Северном, 80—100 *м* на Среднем и 50—60 *м* на Южном Урале.

Современный карст тяготеет в своем развитии к долинам и руслам рек. Особенно это характерно для бассейнов Южного Урала, где в условиях сухого климата процессы карстообразования очень замедлены и поэтому карстопроявления на приводораздельных участках практически отсутствуют.

Наиболее распротраненной формой поверхностного карста для всех карбонатных массивов являются воронки различных размеров и форм, частично или полностью заполненные песчано-глинистым материалом, реже — водой. Нередко такие воронки слагают четковидные цепи вдоль тектонических разломов, реже литологических контактов и других тектонически ослабленных зон. На более поздней стадии формирования они, соединяясь между собой, образуют лога, котловины протяженностью до 100—200 *м* и более, которые в свою очередь соединяются в обширные замкнутые депрессионные впадины — полья площадью до нескольких квадратных километров. Такие полья открытого карста немногочисленны и в большинстве случаев заполнены водой, представляя собой типичные карстовые озера (Светлое, Мазулинское, Бездонное и др.).

Значительно большим площадным распространением на Среднем и Южном Урале пользуется древний погребенный карст, нередко представленный обширными польями с крутыми, иногда вертикальными бортами и с гребнями останцов на дне, выполненными песчано-глинистыми мезо-кайнозойскими осадками. На железорудных месторождениях Алапаевского массива разведочными и горными работами выявлено около 10 погребенных щелевидных депрессий длиной до 900—2000 *м* при ширине 400—500 *м* и глубине от 70 до 140 *м* в осевой части их (рис. 43). Аналогичные древние карстовые полья округлой или щелевидной формы вскрыты горными выработками и разведочными скважинами на Троицко-Байновском месторождении огнеупорных глин, на Сухоложском и Богдановичском месторождениях известняков, в окрестностях с. Монастырского, д. Волковой и других участках. На Ре-

жевском месторождении никеля длина отдельных карстовых котловин достигает 200—800 *м* при ширине от 90 до 750 *м* и глубине от 80 до 150 *м*. На Южном Урале карстовые котловины несколько меньше и встречаются сравнительно редко, преимущественно вдоль контактов известняков с некарстующимися породами (Астафьевское месторождение огнеупорных глин, Каменская и Андреевская зона и др.).

Характерной особенностью этих древних карстовых депрессий является высокая трещиноватость и закарстованность их бортовых частей, обусловившая повышенную водообильность последних, в то время как днища депрессий слабоводоносны или практически безводны. Так, на Алапаевском железорудном месторождении водопритоки

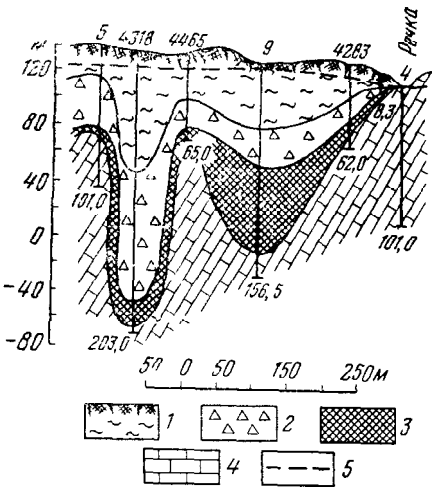


Рис. 43. Широтный геологический разрез карстово-эрозионной депрессии в районе Алапаевского железорудного месторождения. Составила Л. С. Архангельская по материалам Н. И. Евсеева

1 — песчано-глинистые отложения мезо кайнозоя, *2* — бельк глинисто щебенистый, *3* — железная руда *4* — известняки, *5* — пьезометрический уровень трещинно карстовых вод

в шахты при вскрытии известняков на глубину 25—30 *м* в центральных частях депрессий не превышали 15—20 *л/сек* и увеличивались в несколько раз при подсечении отдельными штреками бортовых частей депрессий. Дебиты отдельных скважин, пройденных в бортах депрессий, достигают 40—50 *л/сек* при удельном дебите до 29 *л/сек*.

Подземные воды, выполняя карстовые пустоты и трещины в карбонатных породах, образуют единый, но очень сложный водоносный комплекс, представленный отдельными трещинно-карстовыми бассейнами с характерными для каждого из них специфическими гидрогеологическими особенностями. Сложность гидрогеологических условий заключается прежде всего в том, что различные по литологическому составу водовмещающие породы с различной степенью трещиноватости и закарстованности по-разному обводнены. Притом прослои и пласты некарстующихся пород среди известняков нередко играют роль местных водоупоров или барражей, разбивая водоносный комплекс на отдельные горизонты с различным гидродинамическим напором. Особенно характерно это для северо-уральских бокситовых месторождений, где более обводненный надрудный и менее водоносный подрудный горизонты, разобщенные водоупорными пластами боксита, имели перепад уровней при вскрытии горными выработками до 40 *м*. На Среднем и Южном Урале в условиях более интенсивной дислоцированности карбонатных пород, когда местами они поставлены на голову, некарстующиеся прослои и пласты образуя барражи, расчленяют подземный поток на отдельные блоки с различным уровнем.

Кроме того, существенное влияние на гидрогеологические условия водоносного комплекса оказывает разрывная тектоника, обусловли-

вающая повышенную трещиноватость, закарстованность и, следовательно, более высокую водоносность отдельных локально развитых зон.

В естественных условиях подземные воды всех водоносных горизонтов и зон в пределах отдельных карбонатных массивов гидравлически взаимосвязаны между собой и имеют единое водное зеркало, преимущественно безнапорного характера, которое залегает на глубине до 10 *м*, реже до 50 *м* на возвышенных хорошо дренированных участках и подвержено сезонным колебаниям с амплитудой от 8—10 *м* — на Северном Урале до 1—2 *м* — на Южном. По долинам рек подземные воды выходят на дневную поверхность в виде родников и подруслового потока. Величина разгрузки в пределах описываемого региона заметно снижается в южном направлении, достигая минимума в массивах юго-восточной части Южного Урала, где родники единичны, малодебитны или отсутствуют совсем. В пределах глубоких депрессионных впадин палеозойского рельефа, выполненных песчано-глинистым материалом, где карбонатные породы залегают на глубине от нескольких до 200 *м*, подземные воды имеют напорный характер. Величина напора колеблется от нескольких метров до 150—170 *м* в зависимости от мощности экранирующей толщи.

Специфические условия циркуляции подземных вод, своеобразные условия питания и накопления их предопределили существенные различия трещинно-карстового водоносного комплекса по сравнению с остальными комплексами в некарстующихся породах восточного склона Урала. Сущность этих отличительных особенностей сводится в основном к следующему:

1. Все карбонатные массивы, за редким исключением, независимо от возраста и структуры занимают пониженное гипсометрическое положение среди вмещающих их некарстующихся пород, что создает благоприятные условия для питания подземных вод путем инфильтрации, а нередко и инфлюации атмосферных осадков, поверхностного стока, а также подтока подземных вод из сочлененных водоносных комплексов.

2. Циркуляция подземных вод происходит по сложному лабиринту карстовых пустот и трещин, которые обусловили повышенную фильтрационную способность водовмещающих пород, характеризующуюся коэффициентом фильтрации от 1 до 30 *м/сутки* при максимальном до 200 *м/сутки*, снижающуюся в южном направлении.

3. Мощность трещинно-карстовой зоны достигает 500—1000 *м* при преобладающей до 100—200 *м*, что значительно превышает мощность других водоносных комплексов обусловливает дренирующую роль ее, что расширяет площадь питания комплекса до контуров поверхностного водосбора.

В результате этих особенностей в трещинно-карстовой зоне карбонатных пород происходит накопление значительных статических и динамических запасов подземных вод. При довольно ограниченной площади распространения карбонатных массивов, суммарно составляющей 6% от всей площади восточного склона Урала, они заключают в себе около 66% общих запасов подземных вод этого региона.

Анализ многочисленных материалов по гидрогеологическим поисково-разведочным и съемочным работам, эксплуатации действующих водозаборов и водоотливов показывает, что водообильность описываемого водоносного комплекса крайне неравномерна. Она зависит от четырех главных факторов, играющих определяющую роль в формировании и накоплении подземных вод: климатических условий, литологического состава водовмещающих пород, тектонического строения и геоморфологического положения карбонатных массивов. Различное

сочетание этих факторов и предопределило различную водоносность. Наиболее благоприятное сочетание их обеспечило высокую водоносность, характерную для Северного Урала, и, наоборот, неблагоприятное — обусловило низкую водоносность, характерную для Южного Урала.

Климатический фактор предопределил в основном широтную зональность комплекса в целом, с тенденцией к снижению водообильности с севера на юг, по мере уменьшения количества атмосферных осадков и повышения испаряемости, способствующих снижению фильтрационных свойств водовмещающих пород, а также уменьшению количества атмосферного питания.

Литологический состав водовмещающих пород, характеризующийся различной степенью трещиноватости и закарстованности зоны выветривания, предопределил различную водоносность разнообразных литологических разновидностей карбонатных пород внутри карбонатных массивов. Наиболее водоносными являются хорошо карстующиеся минералогически чистые известняки без глинистых включений. К ним относятся в основном светлые разновидности известняков, развитые в Северо-Уральском, Ивдельском, Каменском, Алапаевском, Сухарышском и Магнитогорском массивах. Менее водоносны темные битуминозные известняки Небольшой водоносностью обладают глинистые известняки и известняки, включающие прослои глинистых сланцев и песчаников Наличие последних характерно почти для всех карбонатных массивов в их периферической части, особенно на северном и южном окончаниях структур, где они постепенно фациально замещаются терригенными и туфогенными отложениями.

Тектоническое строение обусловило наличие среди водоносного комплекса локальных водообильных зон, характеризующихся повышенной трещиноватостью и закарстованностью карбонатных пород. Приурочены они к зонам дробления дизъюнктивных тектонических нарушений, купольным частям антиклинальных, реже синклинальных складок, к резким перегибам геологических структур в плане и к контактам известняков с некарстующимися породами, особенно если последние играют роль барража. Преграждая путь подземному потоку, такие барражи способствуют усиленной циркуляции подземных вод в приконтактной зоне, активизации карстовых процессов в ней и создают благоприятные условия для накопления подземных вод.

Ширина водоносных зон вдоль тектонических разломов и литологических контактов составляет 300—400 *м* на Северном Урале и 100—200 *м* на Южном. В условиях блоковой тектоники, характерной для североуральских бокситовых месторождений и ряда более мелких бассейнов, она распространяется на более широкие площади, хотя внутри блоков сохраняется та же закономерность в распределении водоносных зон, приуроченных непосредственно к разломам, и более слабая водоносность центральных частей блоков Широким площадным распространением зоны повышенной водоносности пользуются в пределах купольных частей антиклинальных структур, довольно четко прослеженных на Исовском, Сухарышском и ряде мелких массивов.

О повышенной водоносности тектонически ослабленных зон и литологических контактов свидетельствуют материалы разведок многих месторождений подземных вод Урала и данные эксплуатации водозаборов и водоотливов. Важное значение приобретают эти зоны при глубоком искусственном дренаже подземных вод ниже современного базиса эрозии, когда они играют роль проводников поверхностных вод и обусловливают при их подсечении повышенные обычно довольно стабильные водопритоки к каптажным сооружениям.

Классическим примером таких условий является Северо-Уральский бассейн, где суммарный водоприток в горные выработки при снижении в них уровня до 200 *м* достигает 3000—3500 *л/сек*, из них от 66 до 95% за счет поглощения поверхностных вод.

Наличие тектонических меридионально вытянутых водоносных зон среди известняков обусловило значительную анизотропность их, выражающуюся повышенными фильтрационными свойствами водовмещающих пород в меридиональном направлении, по простиранию геологических структур, и пониженную — в широтном. Коэффициенты фильтрации в меридиональном направлении обычно в 3—10 раз выше, чем в широтном. Особенно показательны в этом отношении депрессионные воронки, развивающиеся в процессе эксплуатации рудничных водоотливов и скважинных водозаборов. Все они, как правило, имеют эллипсовидную форму, вытянутую по простиранию пород и сжатую вкрест простирания их.

Так, в Северо-Уральском массиве в начальный период рудничного водоотлива депрессионные воронки каждой шахты имели эллипсовидную форму. Позднее, несмотря на значительную подпитку подземных вод реками, все воронки соединились в одну, которая при снижении уровня до 100—120 *м* распространилась в меридиональном направлении на 30 *км* при ширине 2,5—4,0 *км*, захватив в сферу влияния всю полосу известняков в широтном направлении и значительную часть ее в меридиональном. Аналогичные проявления фильтрационной анизотропии карбонатной толщи отмечаются почти по всем трещинно-карстовым бассейнам.

Геоморфологическое положение карбонатных массивов при прочих равных условиях обусловило повышенную водоносность пород в придолинных участках рек в связи с наибольшей мощностью трещинно-карстовой зоны, достигающей 80—120 *м*, и более высоким фильтрационным свойствам ее в силу наибольшей промытости трещин и повышенной закарстованности известняков, и наименьшую водоносность приводораздельных участков, где мощность и фильтрационные свойства трещинно-карстовой зоны значительно ниже.

В придолинных участках рек дебиты скважин значительно выше и достигают 30—50 *л/сек*, а нередко до 100 *л/сек* на Северном и Среднем Урале и в Магнитогорском бассейне, а в юго-восточной части Южного Урала до 5—10 *л/сек* при преобладающем до 2—3 *л/сек*.

Максимальная водообильность придолинных участков отмечается в местах пересечения ими линейных водоносных зон, где нередко подземные воды выходят на дневную поверхность в виде мощных родников или подруслового потока. Дебиты их достигают 50—200 *л/сек* на Северном Урале, 10—25 *л/сек* — на Среднем Урале, а также Магнитогорском и Агаповском бассейнах Южного Урала. В юго-восточной части Южного Урала дебит таких родников не превышает 3—5 *л/сек*. Наиболее мощные, но рассредоточенные родники с суммарным расходом от 150 до 2000 *л/сек* приурочены к долинам рек, глубоко дренирующим трещинно-карстовый водоносный комплекс вдоль тектонически ослабленных водоносных зон, преимущественно приконтактовых. Характерными в этом отношении являются выходы подземных вод на Северном Урале, в приустьевой части р. Тошемки, где на протяжении 1,0 *км* выходит серия родников с суммарным расходом около 2000 *л/сек*. Аналогичные выходы, но с меньшим расходом, до 200—300 *л/сек*, отмечаются в этом же районе по рекам Ивделю, Тальтии и др.

Вдали от рек, на расстоянии до 200—300 *м*, и вне водоносных зон дебиты скважин варьируют в основном от сотых долей до 10—15 *л/сек* на Северном и Среднем Урале, при преобладающем дебите до 5 *л/сек*,

а в юго-восточной части Южного Урала до 2—3 *л/сек*, при преобладающем до 1 *л/сек*. Дебиты родников обычно не превышают 3—5 *л/сек* на Северном и Среднем Урале, а также в Магнитогорском массиве. На Южном Урале родники малочисленны и малодебитны, до 0,1—0,3 *л/сек*, а на некоторых массивах отсутствуют совсем.

Химический состав и минерализация подземных трещинно-карстовых вод изменяется в широтном направлении (см. рис. 41), а в пределах Южного Урала и по сезонам года. Изменение это происходит в сторону увеличения метаморфизации и засолонения подземных вод с севера на юг и от паводка к межени. Так, на Северном и Среднем Урале до широты г. Алапаевска преобладают в основном гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые воды с минерализацией от 0,1 до 0,4 *г/л*. Типичный солевой состав представляется формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,95}{Ca\,83}.$$

Южнее, до широты г. Троицка, преобладающим распространением пользуются гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже кальциевые воды с минерализацией от 0,2 до 0,6—0,8 *г/л* с незначительным разубоживанием их в паводковый период. Характерный солевой состав их представляется формулой

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,93}{Ca\,56\;Mg\,32}.$$

На Южном Урале развиты смешанные воды от гидрокарбонатных кальциевых с минерализацией 0,2—0,8 *г/л* до хлоридно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых-магниевых, реже хлоридных натриевых с минерализацией от 0,5 до 1—2 *г/л*. Характерным для последних является солевой состав по скважинам Карталинского и Обручевского бассейнов, представленный формулой

$$M_{0,8}\,\frac{Cl\,50\;HCO_3\,39}{(Na+K)\,41\;Ca\,30\;Mg\,29}.$$

Сезонное изменение минерализации подземных вод характерно для Миасского бассейна, где она увеличивается от 0,2—0,3 *г/л* в паводковый период до 0,45 *г/л* в межень. На Янгельском участке Магнитогорского бассейна гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый состав воды, характерный для летнего периода, изменяется на хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый зимой, при измеиении минерализации от 0,6 до 0,8 *г/л*.

Наиболее засолонены подземные воды бассейнов юго-восточной части Южного Урала, где минерализация воды на отдельных участках достигает 4,6 *г/л* и более (Половинкинский и др.), а по химическому составу они близки к поверхностным водам рек и озер, которыми они питаются. Температура воды преобладает на Северном Урале от 2 до 4° С, на Среднем 4—6° С, на Южном 6—8° С.

4. Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона — β (S, D, C)

Описываемый водоносный комплекс пользуется широким площадным распространением на восточном склоне Урала, занимая около 30% его площади. Развит он в основном в приосевой части Тагило-Магнитогорского прогиба, где имеет почти сплошное распространение. В пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского

прогиба он развит на Среднем и Южном Урале в виде разобщенных бассейнов различных размеров среди водоносных комплексов метаморфических и терригенных отложений, реже интрузивных пород (рис. 44).

Водовмещающие породы комплекса представлены порфиритами различного состава и их туфами, в меньшей мере диабазами, спилитами, альбитофирами и их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, среди которых подчиненное значение имеют известняки, зеленые сланцы, амфиболиты, прослои глинистых, глинисто-кремнистых, кремнистых, серицитовых сланцев, песчаников, конгломератов, яшм и яшмоидов, по возрасту относящихся к силуру, девону и карбону. Весь этот комплекс пород имеет очень сложное строение в связи с частой фациально-литологической изменчивостью как по площади, так и в разрезе, и сильной дислоцированностью, осложненной разрывной тектоникой. Глубина распространения трещинной зоны выветривания, к которой приурочена водоносность, прослеживается от 30 до 100 *м*, при преобладающей до 40—50 *м*, в зависимости от геоморфологического положения и литологического состава водовмещающих пород. Более глубоко она развита в придолинных участках рек и озер, особенно в известняках, кремнистых сланцах и тонкопересланвающейся толще туфогенных пород с глинистыми, кремнисто-глинистыми и другими сланцами, характеризующимися развитием трещин напластования. Минимальная глубина ее отмечается на повышенных приводораздельных участках, сложенных порфиритами и их туфами, а максимальная — в тектонически ослабленных зонах, приуроченных в дизъюнктивным нарушениям, экзоконтактам с интрузивными массивами и некоторым контактам других литологически разнородных пород, прослеживающихся в виде линейных узколокальных зон. Центральная осевая часть этих зон в большинстве случаев выполнена каолиновыми структурными глинами и только зальбанды обладают повышенной трещиноватостью.

В целом водоносный комплекс характеризуется свободным уровнем, залегающим на глубине от 0 до 35, реже 50—60 *м* от дневной поверхности при преобладающем до 10—15 *м*. Наиболее глубоко он залегает на возвышенных участках рельефа. Зеркало подземных вод контролируется в основном рельефом дневной поверхности, главным образом с восточным направлением подземного потока. Заметное снижение зеркала подземных вод, как и рельефа местности, отмечается в тектонически ослабленных зонах, по долинам рек и озер, дренирующим подземные воды.

В линейных зонах, верхняя часть которых нередко перекрыта толщей глинистых образований, наблюдается местный напор величиной до 10—15 *м*, редко более.

Основными естественными дренами водоносного комплекса являются долины рек, в которых подземные воды выходят субаквально или в виде малодебитных родников. Последние иногда приурочены к склонам горных возвышенностей, образуя мочажины и заболоченности, дающие начало ручьям и малым речкам. Всего в пределах комплекса зарегистрировано более 500 родников со средним расходом 0,8 *л/сек* при преобладающем до 0,5 *л/сек* и максимальным 15—25 *л/сек*. Высокодебитные приурочены преимущественно к линейным зонам повышенной водообильности, особенно в случае пересечения ими долин крупных рек. Так, Г. Н. Беляев отмечает, что на Северном Урале реки Тота и Малая Талица (притоки р. Лобвы) при пересечении мелких тел известняков не замерзают в зимнюю межень, свидетельствуя о подпитке их подземными водами. Значительное дренирующее влияние оказывают в естественных условиях крупные бас-

сейны трещинно-карстовых вод. Это влияние усиливается в процессе эксплуатации их водозаборами или рудничными водоотливами.

Водоносность описываемого комплекса в целом крайне незначительна, но весьма изменчива и зависит от литологического состава водовмещающих пород, тектонической раздробленности их, по-разному реагирующих на процессы выветривания и тектонические подвижки, в меньшей мере от геоморфологического положения, обусловившего повышенную водоносность придолинных участков рек по сравнению с водораздельными, и климатических условий, предопределивших незначительное снижение ее в южном направлении.

Из литологических разновидностей наиболее водообильны карбонатные породы и переслаивающаяся толща туфогенных отложений с кремнистыми сланцами, а также прослои кремнистых сланцев среди вулканогенных пород По площади распространения они занимают подчиненное положение, что обусловливает наличие отдельных водоносных зон на общем фоне маловодных пород Не случайно поэтому наиболее высокие водопритоки в горные выработки отмечаются по месторождениям, в геологическом строении которых принимают участие известняки. Характерна в этом отношении проходка шахты «Капитальная» на Ауэрбаховском железорудном месторождении, которая при вскрытии эффузивных пород на глубинах 74—134 *м* имела соответственно водопритоки 28—52 $м^3/ч$, а на глубине 200 *м* при подсечении известняков водоприток в нее увеличился до 150—170 $м^3/ч$.

О большой водообильности переслаивающейся толщи туфогенных образований свидетельствует скважинный водозабор на Среднем Урале, который эксплуатируется с дебитом отдельных скважин 26—78 *л/сек* при удельном 5—36 *л/сек*.

Немаловажное значение в обводненности водоносного комплекса имеют линейные водоносные зоны, заключающие трещинно-жильные воды с дебитами скважин 5—15 *л/сек* при понижении уровня на 2—10 *м*. При благоприятных условиях восполнения за счет поверхностных вод линейные зоны обеспечивают повышенные водопритоки в горные выработки и работу высокопроизводительных водозаборов Особенно высокие водопритоки отмечаются на месторождениях с блоковой тектоникой. В частности, на Покровском железорудном месторождении при проходке шахты «Первомайская» выше уреза р. Колонги водоприток в нее не превышал 175 $м^3/ч$, а при углубке ниже уреза на 30 *м* увеличился до 340—400 $м^3/ч$ за счет подтока поверхностных вод по зонам тектонического дробления и полосам известняков Характерным в этом отношении является также скважинный водозабор на Южном Урале, заложенный на берегу реки в эффузивно-осадочных породах, разбитых серией меридиональных и широтных сбросов По зонам разломов, уходящих под реку, к эксплуатационным скважинам водозабора поступают поверхностные воды, составляя около 90% от общего притока. Дебиты отдельных скважин, пройденных непосредственно в зонах разломов, достигают 76—83 *л/сек*, при удельном дебите от 2 до 10 *л/сек*.

Высокой водообильностью обладают также жильные тела, секущие вулканогенно-осадочные породы. При подсечении отдельных жил и даек дебиты скважин обычно составляют 2—3 *л/сек*, а иногда и более Нередко серия таких пересекающихся жил и даек образует жильные поля, которые в гидрогеологическом отношении идентичны участкам с блоковой тектоникой В условиях глубокого дренажа и при наличии поверхностного питания эти обводненные зоны обеспечивают большие и стабильные водопритоки в горные выработки Одним из таких месторождений является Березовское золоторудное, располо-

женное на Среднем Урале, которое представляет собой огромное жильное поле площадью около 75 $км^2$. Здесь рудовмещающие диабазы, порфириты и их туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты рассечены многочисленными (более 350) дайками гранит-порфиров, аплитов с системой кварцевых жил, имеющими преимущественно меридиональное и субмеридиональное, реже широтное и субширотное простирания (см. рис. 94). Суммарный шахтный водоотлив здесь в момент наибольшего развития горных работ (1935 г.) достигал 1680—1820 $м^3/ч$, причем максимальные водопритоки (500—600 $м^3/ч$) наблюдались по шахте им. Ленина, расположенной в 900 *м* от р. Пышмы по простиранию жильных тел, а минимальные (200—250 $м^3/ч$) по шахтам, пройденным в идентичных условиях тектонической раздробленности, но вдали от рек.

При отсутствии благоприятных условий питания поверхностными водами запасы подземных вод в таких зонах ограничиваются в основном динамическими запасами водосборной площади, которую они дренируют. При вскрытии горными выработками они дают кратковременные увеличения водопритока до 50—70 $м^3/ч$ при средних порядка 20—30 $м^3/ч$. Это явление характерно для большинства месторождений Урала, располагающихся в пределах развития описываемого водоносного комплекса.

Не является исключением в этой закономерности и такой уникальный по своим размерам разлом, как Полуночный надвиг, прослеженный на десятки километров, фронтальная часть которого раздроблена по ширине на 400—500 *м*. При вскрытии этой водоносной зоны на Полуночном марганцевом месторождении имел место прорыв воды в количестве 8—10 тыс. $м^3/ч$. После 10—12-летнего водоотлива водопритоки снизились до 180 $м^3/ч$ при глубине разработки 90 *м*.

Однако повышенной водоносностью обладают далеко не все тектонические разломы и литологические контакты и не на всем их протяжении, а только молодые или омоложенные неотектоническими подвижками зоны дробления, не залеченные кольматацией. Так, контакты порфиритов с гранитами обычно маловодны или даже безводны, так как породы приконтактовой зоны разрушены до состояния структурных глин, а трещины дробления зальбанд в зоне выветривания закольматированы глинами. Более водоносны контакты вулканогенных пород с известняками, серпентинитами, кремнистыми сланцами и гранодиоритами. В естественных условиях к ним приурочены выходы родников с расходом 5—10 *л/сек* и более. В условиях общей маловодности комплекса такие локально развитые водоносные зоны успешно используются для водоснабжения путем каптажа их одиночными скважинами с расходом 1—3 *л/сек*, реже до 5—8 *л/сек*.

За пределами зон дробления дебиты родников и скважин обычно не превышают 0,1—0,3 *л/сек* и нередко встречаются практически безводные участки, особенно на водоразделах. Горные работы на них ведутся или без водоотлива, или с водоотливом до 5—10 $м^3/ч$, как это имеет место на ряде медноколчеданных месторождений Среднего Урала.

Малодебитные родники (0,1—0,2 *л/сек*), выходящие в долинах рек и образующие мочажины и заболоченности, имеют обычно стабильный режим. Более высокодебитные родники менее постоянны. Коэффициент изменчивости их составляет преимущественно 1 : 3, 1 : 5, реже 1 : 10 и даже более. Так, П. А. Смирновым в районе г. Невьянска зафиксирован родник, выходящий из порфиритов и их туфов вблизи контакта с гранодиоритами, дебит которого в зимнюю межень составлял 24 *л/сек*, а в паводковый период достигал 500 *л/сек*. Второй родник

выходит из туфогенной толщи вблизи тектонического разлома с расходом 8,5 *л/сек* в зимнюю межень и увеличивается до 64 *л/сек* в паводок. О сезонности режима подземных вод свидетельствуют и водопритоки в горные выработки, которые увеличиваются в послепаводковый период в 1,5 и даже 2 раза по сравнению с меженным, но с опозданием на 1—2 месяца после паводка, в зависимости от глубины выработок и условий питания водоносного комплекса.

Химический состав подземных вод на Северном Урале довольно однообразен, преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, реже кальциево-магниевый с минерализацией 0,1—0,2 *г/л*, весьма близок к составу атмосферных осадков и характеризуется формулой

$$M_{0,1}\frac{HCO_3\,82\;SO_4\,14}{Ca\,59\;(Na+K)\,22\;Mg\,19}.$$

На Среднем Урале среди гидрокарбонатных кальциевых вод появляются гидрокарбонатные кальциево-магниевые, характеризующиеся формулой

$$M_{0,3}\frac{HCO_3\,89}{Ca\,68\;Mg\,32}.$$

В южном направлении они приобретают преобладающее распространение. Реже развиты кальциево-натриевые воды с минерализацией до 0,3 *г/л*, иногда 0,4 *г/л*. На участках с обильной сульфидной вкрапленностью формируются смешанные гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 0,7 *г/л*, а на медноколчеданных месторождениях кислые сульфатные воды с минерализацией до 20 *г/л*, содержащие до нескольких граммов меди и цинка.

На Южном Урале развиты пестрые по химическому составу воды, но преобладают гидрокарбонатные с переменным катионным составом. Нередко встречаются и гидрокарбонатно-хлоридные и даже хлоридно-гидрокарбонатные воды. Минерализация их несколько выше, чем на Северном и Среднем Урале, и варьирует от 0,4 до 1,0 *г/л*. На общем фоне слабоминерализованных вод Южного Урала встречаются ореолы солоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией 1—3 *г/л* и реже соленых вод с минерализацией до 20—52 *г/л*. Иногда такие ореолы соленых вод приурочены к глубоким щелям тектонических нарушений и контактов, характеризующихся застойным режимом. Так, по материалам А. С. Веретенниковой, в районе Теченского железорудного месторождения зоны соленых вод подсечены на глубинах от 27 до 230 *м* с минерализацией воды от 1,5 до 52 *г/л* при преобладающем хлоридном натриевом составе, реже хлоридно-сульфатном натриево-магниевом, который выражается формулой

$$M_{52}\frac{Cl\,71\;SO_4\,28}{(Na+K)\,50\;Mg\,44}.$$

При откачке некоторых скважин наблюдалось опреснение, что свидетельствует о небольшой площади распространения засоленных зон.

5. Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований ордовика, силура, девона и карбона — g(O, S, D, C)

Водоносный комплекс метаморфических образований в гидрогеологическом отношении является одним из сложных на восточном склоне Урала вследствие многообразия литологического состава водовмещающих пород, очень сложной взаимосвязи их между собой и с окружающими породами. Преимущественным распространением он поль-

зуется в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба на Среднем и Южном Урале, а также на западном крыле Тагильского мегасинклинория на Северном и Среднем Урале (рис. 45, см. вкл.).

В пределах Тагильского мегасинклинория водовмещающие породы комплекса представлены ордовикско-силурийскими зелеными сланцами, амфиболитами, порфиритоидами, среди которых подчиненное значение имеют основные эффузивы, метаморфизованные конгломераты, песчаники, сланцы, гнейсы и прослои мраморов. В пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба преимущественным распространением пользуется сложно переслаивающаяся толща метаморфических сланцев нижнего палеозоя и в меньшей мере верхнего палеозоя. Представлены они сланцами филлитовыми, кремнистыми, углисто-кремнистыми, графито-кварцевыми, слюдяными и слюдяно-кварцитовыми, зелеными сланцами с прослоями порфиритоидов, амфиболитами, гнейсами, парагнейсами, прослоями мраморов, кварцитов, кварцито-песчаников, реже яшм и яшмоидов.

Вся эта толща метаморфических образований сильно перемята, собрана в мелкие гофрированные складки различных порядков, прорвана многочисленными интрузиями, жилами и дайками гранит-порфирового, гранит-аплитового и кварцевого состава, которые местами образуют жильные поля, и раздроблена многочисленными тектоническими нарушениями в основном субмеридионального простирания.

Частое переслаивание различных по крепости и пластичности пород в условиях сильной дислоцированности и раздробленности их предопределили сложные гидрогеологические условия этого комплекса. Подземные воды здесь локализуются в основном в узких зонах тектонических разломов, литологически разнородных контактов и жильных тел, а также в маломощных прослоях известняков, кремнистых и кварцитовых сланцев, нередко поставленных наголову, харктеризующихся наиболее интенсивной трещиноватостью по сравнению с более пластичными сланцами и гнейсами, включающими их.

Глубина зоны интенсивной трещиноватости метаморфических пород прослеживается до 20—30 *м* на водораздельных участках и 50—60 *м* в придолинных участках рек. В известняках и кремнистых сланцах она достигает 80—100 *м* и более, а в зонах тектонических разломов, контактов и жильных полей до 200, реже 300 *м*. Известняки в пределах таких зон обычно закарстованы. Нередко карстовые воронки прослеживаются на дневной поверхности, способствуя поглощению поверхностных вод. Карст вскрывается скважинами и горными выработками до глубины 60—70 *м*.

Коэффициенты фильтрации метаморфической толщи в целом исчисляются сотыми и десятыми долями метра в сутки, но в тектонически ослабленных зонах, карбонатных породах и прослоях кремнистых сланцев они достигают 3—5 *м/сутки*. Максимальная ширина тектонических и приконтактных зон не превышает 200—300 *м* при преобладающей до 100 *м*, а ширина карбонатных пород от 100 до 1000 *м*, редко до 2000 *м*. Эти узкие водоносные зоны благодаря повышенным фильтрационным свойствам и большей мощности трещинной зоны являются естественными дренами трещинных вод зоны выветривания, с которыми они образуют единый, но очень сложный гидравлически взаимосвязанный водоносный комплекс. Подземные воды его обладают преимущественно свободным безнапорным уровнем. Напорный характер их проявляется только в глубоких щелях водоносных зон при наличии экранирующего влияния глинистого элювия и покровных отложений, развитых на глубину от первых метров до 100—120 *м* и более.

Зеркало подземных вод залегает на глубине от 0 до 10—15 *м*, а на водораздельных участках до 25—30 *м* и в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности. В тектонически ослабленных зонах и на площади распространения сильно трещиноватых и закарстованных известняков, занимающих, как правило, пониженное гипсометрическое положение, зеркало подземных вод несколько ниже, хотя глубина его залегания от поверхности небольшая, до 2—5 *м*, а участками наблюдается самоизлив воды из скважин. Разгружаются подземные воды по долинам рек и склонам гор в крутых изгибах рельефа. В условиях глубокого дренажа водоотливами горнорудных предприятий или водозаборными скважинами большое значение в питании водоносного комплекса приобретают поверхностные воды. Они являются постоянным источником пополнения запасов подземных вод, поступающих в горизонт главным образом по тектонически ослабленным зонам и выдержанным по простиранию полосам известняков, мраморов, раздробленных кремнистых сланцев, а также по жилам и дайкам. Величина подпитки ограничивается пропускной способностью этих зон.

Водоносность описываемого комплекса в целом очень невысокая в связи с преобладающим распространением маловодных сланцево-гнейсовых разновидностей и в то же время крайне неравномерная, из-за наличия среди них линейных обводненных зон. Кроме того, существенное влияние на водоносность его оказывает геоморфологическое положение водовмещающих пород, обусловливающее повышенную водообильность их по долинам рек и озер благодаря более мощной трещинной зоны и промытости трещин и более низкую — на водораздельных площадях, где нередко встречаются практически безводные породы. Дебиты скважин и родников в этой толще обычно исчисляются сотыми и десятыми долями литра в секунду. В придолинных участках рек и озер они увеличиваются до 1,0—3 *л/сек*, а в тектонически ослабленных зонах в пределах развития мраморизованных известняков, прослоев кремнистых сланцев и жильных полей достигают 10 *л/сек*, реже — 20—36 *л/сек*.

Одна из таких водоносных зон прослежена восточнее Маукского месторождения, где она приурочена к тектоническому разлому, секущему переслаивающуюся толщу метаморфических сланцев, заключающих прослои мраморизованных известняков и мраморов. Скважины, вскрывшие эту зону в долине р. Маук, фонтанировали с дебитом до 10—12 *л/сек*. Гипсометрически выше дебит скважин снижался соответственно от 5 до 1 *л/сек* при понижении уровня от 1 до 10 *м*. Показательна в этом отношении также проходка шахт на Шелеинском месторождении никеля, расположенном на водоразделе небольших рек вблизи главного Уральского водораздела, где две шахты до глубины 86—101 *м* проходились в сланцах практически без водоотлива, а при подсечении ими мраморов, подстилающих рудное тело, водоприток возрос до 1500 *м*^{3}/*ч*, но на короткое время, и при дальнейшей эксплуатации месторождения снизился до 270—320 *м*^{3}/*ч*.

Несколько уступают по водоносности узкие полосы кремнистых сланцев и зоны тектонических разломов, близкие между собой по условиям циркуляции и накопления в них подземных вод. Развиты они на протяжении от сотен метров до десятков километров. В пределах Среднего Урала нередко производительность скважинных водозаборов в них достигает 15—30 *л/сек* (Мало-Истокская, Уктусская зона и др.). Не менее водоносны приконтактовые зоны кремнистых сланцев с интрузивными породами, особенно с гранодиоритами, серпентинитами и габбро-диоритами, где дебиты скважин достигают 10—16 *л/сек*. Одна из таких водоносных зон на Среднем Урале (Шувакишская) эксплуати-

руется более 20 лет скважинным водозабором, расположенным вблизи одноименного озера, с суммарным среднегодовым расходом около 60 *л/сек* при дебите отдельных скважин от 2 до 16 *л/сек*. Менее водоносны приконтактные зоны кремнистых сланцев с гранитами и габбро, где максимальные дебиты скважин не превышают 5 *л/сек*

Однако следует отметить, что повышенная водоносность кремнистых сланцев прослеживается только в узколокальных зонах, а в условиях региональной трещиноватости они так же маловодны, как и прочие сланцевые породы К числу маловодных относятся Гумбейский и Сухтелинский массивы кремнистых сланцев девона, занимающих водораздельное положение в рельефе Дебиты скважин в них не превышают десятых и сотых долей литра в секунду при понижении уровня до 20—30 *м*. Родники здесь малочисленны и характеризуются ничтожными дебитами — не выше 0,1—0,2 *л/сек*

Химический состав подземных вод в Тагильском мегасинклинории (на Северном и Среднем Урале) преимущественно гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-магниевый, реже натриевый с минерализацией до 0.2 *г/л* Типовой состав может быть представлен формулой

$$M_{0,1\text{-}0,2}\,\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 65\ \ (Na+K)\ 18\ \ Mg\ 17}.$$

На Среднем Урале преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,5—0,6 *г/л* и представлены формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\ 94}{Ca\ 52\ \ Mg\ 36\ \ (Na+K)\ 12}.$$

На Южном Урале развит смешанный состав воды с минерализацией до 0,8 *г/л*, реже до 2,9 *г/л* Преимущественным распространением пользуются гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные, но встречаются и хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные воды, представленные формулой

$$M_{0,9}\,\frac{Cl\ 48\ \ HCO_3\ 29\ \ SO_4\ 22}{(Na+K)\ 58\ \ Mg\ 25\ \ Ca\ 17}$$

Несмотря на слабую водообильность описываемого комплекса в целом и рассредоточенность водоносных зон по площади, он имеет большое практическое значение и нередко является единственным источником водоснабжения мелких населенных пунктов.

6 Водоносный комплекс зон трещиноватости позднепалеозойских интрузий гранитовой формации — γPz_3

Одной из характерных особенностей структурно-фациальных зон, слагающих восточный склон Урала, резко отличающего его от других частей, является широкое развитие вулканогенных и, в частности, интрузивных пород По естественной ассоциации пород, связанных общностью происхождения и приуроченных к определенному тектоно-магматическому этапу развития Уральской геосинклинали, различают три интрузивных формации перидотитовую, габбровую и гранитовую. Точное возрастное расчленение их весьма трудно, особенно для гранитоидов гранитовой формации, вследствие положения последних в ядрах антиклинальных складок, сложенных более древними породами и неоднократного внедрения в одни и те же структуры. В настоящее время установлено, что все внутриформационные интрузии разновозрастны

и приурочены к определенным тектоно-магматическим циклам. В каждом таком цикле интрузии перидотитовой формации всегда более древние, чем габбровые, а последние древнее, чем гранитовые. Они образуют ряд возрастных групп (рис. 46 см. вкл.), охватывающих широкий диапазон — от протерозоя до перми. Эти группы не равнозначны по распространению и их роли в историческом развитии Урала и формировании его гидрогеологического облика.

На восточном склоне Урала наиболее широкое развитие получили интрузивные массивы гранитовой формации (рис. 47 см. вкл.), занимающие около 25% его территории и примерно 50% площади всех интрузий. Среди них господствующее распространение имеют позднепалеозойские граниты, внедрившиеся в ядра крупных антиклиналей. Многие из них имеют в плане овальную форму, вытянутую до 100—120 *км* с площадью до 1000—1500 *км*^{2}. Таковы, например, Верх-Исетский, Челябинский, Чесменский, Джабык-Карагайский и другие массивы. По составу и времени внедрения они неоднородны. Самыми молодыми, отвечающими по возрасту границе карбона и перми, являются нормальные биотитовые граниты, богатые калием, с преобладанием микроклина над плагиоклазом. Время их формирования соответствует самым последним этапам уральского орогенеза.

Последующие слабые тектонические движения не могли нарушить целостность этих жестких массивов, вследствие чего в них отсутствует метаморфизм, дайковые и жильные образования. Тектонические разломы и связанные с ними трещинно-жильные воды встречаются исключительно редко, и в целом эти граниты практически безводны. Небольшие ресурсы трещинных грунтовых вод с резко выраженным сезонным режимом встречаются лишь в маломощной зоне выветривания. Зеркало их находится на глубине до 15—20 *м* и в сглаженной форме повторяет современный рельеф. Дресвяные продукты выветривания, обладающие хорошей водопроводностью, оказывают сравнительно слабое регулирующее влияние на подземный сток, что при сильной всхолмленности рельефа создает множество мелких грунтовых бассейнов, разгружающихся в виде небольших родников в ближайшей речной сети или бессточных котловинах, вызывая в последних интенсивное заболачивание. Особенно широкое распространение болота на гранитных массивах получили на Среднем и Северном Урале, в районах с избыточным увлажнением, где количество выпадающих осадков превышает или равно испарению.

Несмотря на обилие болотных вод, водоносность позднепалеозойских гранитов небольшая. Расходы родников и дебиты скважин обычно измеряются тысячными и сотыми, реже первыми десятыми долями литра в секунду, в зависимости от размеров водосборного бассейна и количества атмосферных осадков. Очень часто пробуренные скважины оказываются практически безводными. Отдельные единичные крупные родники и обводненные скважины с дебитом в несколько литров в секунду приурочиваются либо к редким тектоническим зонам, либо к более крупным водосборным бассейнам. Однако и здесь их режим находится в прямой зависимости от климатических факторов.

В качестве примера можно указать на группу родников, расположенных в Джабык-Карагайском позднепалеозойском гранитном массиве, к западу от пос. Великопетровского и образующих истоки Игонькина ручья. Их водосборная площадь составляет 3,28 *км*^{2}. По годичному циклу наблюдений расход их изменялся от 0,26 *л/сек* в марте до 43 *л/сек* — в апреле, в период весеннего снеготаяния. Дебит скважин и шурфов, пройденных здесь при разведке месторождения, изменялся от 0,05 до 0,65 *л/сек*, и только в двух скважинах, пересекших тектони-

ческую трещину, достигал 1,25—1,8 *л/сек* при значительных понижениях уровня. Режим трещинно-грунтовых вод зоны выветривания гранитов неустойчивый. Уровень воды в скважинах изменяется по сезонам с амплитудой колебаний до 10—12 *м*. Приток в горные выработки в марте изменялся в пределах 0,08—0,14 *л/сек* и достигал максимума в конце апреля — начале мая 0,54—0,65 *л/сек* при неизменной глубине выработок.

Вторая разновидность позднепалеозойских гранитов по своему составу отличается несколько повышенной долей натрия среди щелочей. Внедрение их происходило в более раннюю, но также в позднепалеозойскую фазу, вследствие чего в окраинных зонах массивов они подверглись разгнейсованию, тектоническим расколам с внедрением в них даек аплитов, связанных с более поздними интрузиями гранитов, и образованием гидротермальных жильных пород. Эти ослабленные участки, трещиноватость которых неоднократно подновлялась последующими слабыми тектоническими движениями, в настоящее время вмещают трещинно-жильные воды, тесно связанные с зоной выветривания. Размер запасов зависит от протяженности таких зон и условий их питания. Однако в общем они сравнительно невелики и не превышают 50 *л/сек*. За пределами локальных зон водоносность гранитов незначительная и они часто являются практически также безводными, как и предыдущие.

Характерным примером отмеченных условий водоносности может служить южная часть Мурзинского массива позднепалеозойских гранитов, в контакте их с нижнесилурийской сланцевой толщей. Трещинно-жильные воды связаны здесь с жильными образованиями и тектоническими нарушениями, которые играют роль коллекторов, дренирующих грунтовые воды зоны выветривания, и разгружаются в долине небольших речек Каменки и Режика в виде многочисленных мелких источников с расходом 0,2—6,0 *л/сек*. Для каптажа трещинно-жильных вод пробурены три разведочно-эксплуатационные скважины, из которых дебиты двух при пробно-эксплуатационных откачках были равны по 22,4 *л/сек* при понижениях уровня соответственно на 7,9 и 7,3 *м*. Третья скважина имела дебит 13,6 *л/сек* при понижении на 5,1 *м*. За пределами этих водоносных зон дебиты скважин изменялись от 0,09 до 0,54 *л/сек*. В мелких массивах позднепалеозойских гранитов, сателлитах большой Исетской интрузии, в районе г. Свердловска, в зонах тектонических нарушений имеется несколько скважин с дебитом до 7,0 *л/сек* при удельном дебите 2,4 *л/сек*. Однако такие водообильные скважины встречаются весьма редко.

Подземные воды в позднепалеозойских гранитах весьма разнообразны как по химическому составу, так и по минерализации. Последняя на бо́льшей части восточного склона Урала находится в пределах 0,08—0,5 *г/л*. По составу преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды типа

$$M_{0,08-0,54}\,\frac{HCO_3\,72\;Cl\,16\;SO_4\,12}{Ca\,51\;Mg\,36\;(Na+K)\,13}.$$

Нередко встречаются смешанные воды. В южных степных засушливых районах Челябинской области на участках гранитных массивов, снивелированных эрозией и абразией мелового и третичного морей, осадки которых сохранились в отдельных понижениях, минерализация трещинных вод достигает 2 *г/л*, а состав переходит в хлоридно-сульфатный натриево-магниево-кальциевый или сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

7. Водоносный комплекс зон трещиноватости средне-позднепалеозойских интрузий гранитовой и габбровой формаций — $\gamma\delta Pz_{2-3}$

Этот комплекс включает интрузивные породы гранитовой формации, внедрившиеся в тех же структурных условиях, но в более ранние этапы, чем предыдущие, и по времени охватывающие период от среднего до позднего палеозоя. Весьма близки по составу и практически неразличимы гранитоиды габбрового ряда, которые пространственно несколько обособлены и приурочены к синклинальным структурам, где наиболее интенсивно проявлялся базальтоидный вулканизм. Основное место в составе комплекса занимают гранодиориты, плагиограниты, среднепалеозойские граниты, сиениты и другие гранитоиды. Они образуют большое количество самостоятельных массивов различных размеров, в том числе таких крупных, как Кочкарская интрузия гранодиоритов.

Для пород всего комплекса характерна более сильная тектоническая нарушенность. Местами в них внедрились позднепалеозойские гранитные интрузии и они образуют либо внешнюю оторочку, аналогичную гранодиоритовой оторочке Исетского гранитного массива, либо сохранились сравнительно небольшими участками среди гранитов. Тектонические движения, особенно в краевых частях интрузий, сопровождались внедрением разнообразных дайковых и жильных образований, приведших к нарушению монолитности и однородности массивов и вызвавших образование более мощной зоны выветривания. Эти процессы обусловили сравнительно широкое развитие трещинно-жильных и грунтово-трещинных вод. Различие в водоносности двух комплексов, приуроченных к гранодиоритам и позднепалеозойским гранитам, особенно контрастно наблюдается в пределах Челябинского и Кочкарского массивов, расположенных в непосредственной близости друг от друга и находящихся в одинаковых геоморфологических и климатических условиях.

Челябинский гранитоидный массив имеет сложное строение. В западной его части развиты преимущественно позднепалеозойские биотитовые граниты с небольшими участками гранодиоритов. В восточной, наоборот, преобладают позднепалеозойские гранодиориты. Граниты по окраинам массива местами разгнейсованы, а в основной массе очень плотные, лишенные дайковых и жильных образований; зона выветривания небольшая и редко превышает 15—20 *м*. Неоднократные попытки получить из них воду для хозяйственно-питьевого водоснабжения мелких объектов не дали положительных результатов. Большинство пробуренных скважин были практически безводными, и в редких случаях в разгнейсованных гранитах восточной части массива, лежащей в зоне регионального разлома, дебиты их достигали 0,3—0,4 *л/сек*, а удельные дебиты 0,016—0,018 *л/сек*.

Гранодиориты более водоносны. Они содержат в себе дайковую и жильную фации позднепалеозойских гранитов, трещиноватость которых неоднократно подновлялась последующими слабыми тектоническими движениями, создавшими условия для локализации трещинно-жильных вод и распространения трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания. Последняя имеет здесь значительно большую мощность, часто достигающую 50—70 *м*, реже 100 *м*. В районе г. Челябинска в гранодиоритах было пробурено около 50 скважин с дебитом от 0,03 до 6,5 *л/сек*, с удельным дебитом от 0,002 до 6 *л/сек*. Преобладают дебиты от 0,5 до 3 *л/сек* при удельных дебитах 0,02—0,5 *л/сек*. За счет вод этого массива осуществлено хозяйственно-питьевое водоснабже-

ние ряда предприятий и рабочих поселков с водоотбором от 260 до 699 *м*³/*сутки*.

В мелких массивах гранодиоритов среди позднепалеозойских гранитов мощность зоны выветривания сокращается и не превышает 25—30 *м*. Основная локализация вод связана с жильными образованиями, что особенно отчетливо можно наблюдать в горных выработках Градско-Шершневского прииска, где основное поступление подземных вод в горные выработки происходит из жильных образований. Однако вследствие небольших размеров массива, ограничивающего область питания, приток в них остается небольшим. В шахте глубиной 20 *м* он равен 4,17 *л*/*сек*, в двух других глубиной соответственно 59 и 85 *м* и с длиной горных выработок до 460 *м* общий приток изменялся в пределах 12—15 *л*/*сек*.

Комплекс кочкарских гранитоидных интрузий приурочен к антиклинали того же названия. Он состоит из ряда массивов позднепалеозойских, преимущественно микроклиновых гранитов (Чесменский, Чернобровский, Варламовский и др.) и Пластовского массива, сложенного, главным образом плагиогранитами и гранодиоритами. Микроклиновые граниты местами разгнейсованы и содержат дайки гранит-пегматитов. Последние хорошо прослеживаются в рельефе в виде невысоких гребешков. Открытая трещиноватость в гранитах содержится только в зоне выветривания, с которой связаны трещинно-грунтовые воды. Мощность зоны небольшая и весьма не выдержана. У подножий склонов небольших возвышенностей нередко встречаются мелкие родники с расходом до сотых долей литра в секунду. Области питания таких родничков обычно ограничиваются контурами возвышенностей, а выход их у подножия указывает на резкое снижение трещиноватости на глубине. Пробуренные скважины в большинстве являются практически безводными или имеют весьма небольшой дебит, недостаточный даже для водоснабжения мелких объектов.

Пластовский массив плагиогранитов и гранодиоритов рассечен многочисленными дайками плагиогранит-пегматитов, аплитов, пегматитов, кварцевых диоритов и гидротермальных кварцевых жил. О водоносности плагиогранитов, гранодиоритов и их жильной фации можно судить по притокам воды в горные выработки кочкарских шахт. Наиболее обводнены шахты им. Фрунзе, им. XV лет Октября и Партизан, горные работы в которых ведутся на глубинах 180—237 *м*. Притоки воды в них находятся в пределах 90—137 *м*³/*ч*. В других шахтах притоки воды значительно ниже и изменяются от 10 *м*³/*ч* по шахте «Зеленая» с глубиной разработки до 174 *м* до 60 *м*³/*ч* по шахте им. Ленина и «Козловская» с глубиной горных работ соответственно 300 *м* и 231 *м*. Поступление подземных вод в выработки наблюдается в зоне жильных образований, особенно в контактах с вмещающими породами, и тектонических нарушений. Нарастание притока при углублении горизонтов разработки отмечается до глубины порядка 100 *м*. Ниже он нередко остается неизменным или увеличивается незначительно. Примером может служить шахта им. XV лет Октября, данные по которой приведены в табл. 6.

Аналогичная водоносность плагиогранитов и гранодиоритов наблюдается и на Среднем Урале, в районе г. Свердловска. Если Исетский и Шарташский позднепалеозойские гранитные массивы отличаются исключительной маловодностью, а в центральных частях практически безводны, то в окраинной зоне Сысертского массива плагиогранитов пробурен ряд скважин, обеспечивающих потребность в хозяйственно-питьевой воде ряда объектов. Дебиты скважин здесь изменяются в широких пределах. В краевых зонах они чаще изменяются от

Таблица 6

Притоки воды в шахту им. XV лет Октября

Годы	Глубина горизонта, *м*	Приток воды в шахту	
		л/сек	*м³/ч*
1932—1933	83	18,3	66,0
1935—1936	123	19,1	69,0
1936—1937	153	19,9	72,0
1937—1938	183	23,6	85,0
1940	223	22,7	82,0

1,5 до 10 *л/сек* при удельных дебитах от 0,1 до 8,0 *л/сек*. В центральных участках массива, лишенных жильных образований и не затронутых тектоническими подвижками, плагиограниты практически безводны или содержат небольшое количество трещинных вод в маломощной зоне выветривания. Дебиты скважин здесь не превышают 0,3—0,5 *л/сек* при удельных дебитах от 0,001 до 0,01 *л/сек*. В окраинных зонах массивов фиксируются мелкие источники с расходом, не превышающим 0,1—0,2 *л/сек*.

Сиенитовые породы обладают невысокой водоносностью. На Высокогорском железорудном месторождении в них пройден ряд шахт. Приток воды в шахты из сиенитов в марте — апреле 1950 г. при глубине разработок около 100 *м* составлял (*м³/ч*): «Первомайскую» — 31; «Магнетитовую» — 18,2; «Сернистую» — 18,2.

Трещинные воды рассматриваемого водоносного комплекса пресные с минерализацией от 0,06 до 0,62 *г/л*, разнообразного химического состава. Преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды типа

$$M_{0,06-0,4}\,\frac{HCO_3\,88\;Cl\,8\;SO_4\,4}{Ca\,64\;Mg\,27\;(Na+K)\,9}.$$

В южных районах в водах с минерализацией более 0,4 *г/л* нередко встречаются гидрокарбонатные воды, в катионном составе которых преобладает натрий.

8. Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий габбровой формации — νPz_{1-2}

Интрузии габбровой формации на Урале многообразны по составу, времени образования и строению, наиболее крупные из них располагаются цепочкой внутри Тагильского мегасинклинория и образуют главный габбро-перидотитовый пояс. Его формирование относится к позднему силуру — раннему девону. В состав пояса входят массивы: Ревдинский, Тагильский, Качканарский, Павдинский, Кытлымский, Княспинский, Кумба-Золотой Камень, Денежкин Камень, Ивдельский и др. Более поздние габбровые интрузии среднего и позднего девона и раннекаменноугольные слагают массивы несколько меньших размеров, такие, как Петрокаменский, Верх-Исетский, Новокатенинский и др. По составу интрузии габбровой формации неоднородны. Наряду с породами габбрового ряда в них содержатся в подчиненных количествах ультраосновные породы пироксенитового ряда и все переходные разности от габбро-диоритов к гранодиоритам и граносиенитам.

В силу большой устойчивости к выветриванию габбровые породы образуют большинство крупных горных возвышенностей, на склонах которых трещиноватость распространяется на небольшую глубину. Водораздельные гребни гор, увенчанные скалистыми выступами и каменными осыпями, содержат небольшие сезонные запасы трещинных вод, питающихся в летний период за счет конденсации атмосферной влаги и выпадающих осадков. В период отрицательных температур воздуха породы практически безводны.

По склонам и особенно у подножия габбровых гор грунтовые воды встречаются в верхней трещинной зоне пород до глубины 30—50 *м*. Высокое гипсометрическое положение габбровых массивов и сравнительно небольшая мощность трещинной зоны создают, с одной стороны, большие гидравлические уклоны и быстрый сток трещинных вод к подножию склонов, а с другой — сужают их водосборный бассейн. Разгрузка происходит у подножия склонов в речной сети или в контактах с вмещающими породами, где образуются родники с расходами, редко превышающими 0,5—0,8 *л/сек*. Неравномерное питание, небольшие ограниченные площади водосбора и интенсивный сток предопределяют общую слабую водоносность габбровых массивов. Дебиты большинства пробуренных скважин не превышают 0,1—0,5 *л/сек* при удельных дебитах от 0,004 до 0,01 *л/сек*. Только отдельные скважины, пробуренные в основании горных склонов, имеют дебиты до 1,5—2,5 *л/сек*, а удельные дебиты до 0,4 *л/сек*. Горные выработки в габбровых породах отличаются малыми притоками. Разведочная шахта, пройденная на Волковском месторождении до глубины 50 *м*, имела приток 6,4 $м^3/ч$.

В очень редких тектонических зонах, гидравлически связанных с поверхностными водами, дебиты скважин могут достигать больших величин. Такая зона была вскрыта в восточной окраине Черноисточинского габбрового массива на Березовском железорудном месторождении. Она простирается вдоль известняковой полосы, которая под влиянием активной циркуляции подземных вод полностью выщелочена и заменена глиной до глубины 150 *м*. Дебиты скважин, пройденных в трещиноватых габбровых породах, вблизи этой зоны изменяются от 8 до 12 *л/сек*, а удельные дебиты от 2 до 6 *л/сек*. Водоносность мелких габбровых массивов, залегающих согласно с вмещающими породами, не имеет самостоятельного значения, а целиком зависит от гидрогеологических условий окружающих толщ.

Высокое гипсометрическое положение в рельефе, занимаемое интрузиями габбровой формации, способствует интенсивному водообмену и формированию в них преимущественно ультрапресных вод, минерализация которых изменяется в пределах 0,038—0,120 *г/л*. Химический состав подземных вод довольно разнообразный, но преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые типа

$$M_{0\,038-0\,120}\,\frac{HCO_3\,87\;Cl\,7\;SO_4\,6}{Ca\,50\;Mg\,33\;(Na+K)\,17}.$$

В габбровых массивах, содержащих перидотиты, часто встречаются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды.

9. Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий перидотитовой формации — $SpPz_{1-2}$

Интрузии перидотитовой формации приурочены к глубинным разломам меридионального простирания, что обусловило наличие определенной зональности в их размещении. Выделяется несколько цепей

интрузий, называемых перидотитовыми поясами. Наибольшую протяженность из них в пределах границ описываемой территории имеет Серовско-Невьянский (см. рис. 47). Каждый пояс состоит из цепочки массивов различных размеров и плотности расположения их внутри его. Все массивы перидотитовых интрузий разновозрастны. Среди них выделяются четыре главные возрастные группы: раннесилурийская, среднедевонская, ранневизейская и поздненамюрская. Наиболее распространены первые две группы. Перидотитовые массивы имеют согласную с вмещающими толщами пластообразную факолитовую или акмолитовую форму залегания, обычно вытянутую в меридиональном направлении. Внутреннее ее строение определяется неоднородностью состава и метаморфизмом. Большинство массивов в различной степени серпентинизировано, и в общей массе собственно перидотиты и дуниты составляют не более 10—20%, а многие целиком сложены серпентинитами.

В течение длительного исторического развития перидотитовые интрузии подвергались многочисленным и разнообразным тектоническим воздействиям. Однако факолитовая (чечевицеобразная) структура многих массивов сделала их устойчивыми к внешним давлениям. По мнению ряда исследователей, такие массивы при сжатии выдавливались из вмещающих пород без нарушения монолитности внутренних частей. Поэтому в современных условиях трещиноватыми и водоносными оказались лишь окраинные зоны массивов при почти полной безводности их центральных участков. Этому способствовал и характер выветривания, на что указывалось ранее.

В результате избирательной эрозии такие интрузии образуют в современном рельефе довольно значительные возвышенности, ограничивающие бассейн питания трещинных грунтовых вод контурами массива. Многочисленные скважины, пробуренные во внутренних частях таких массивов, как Коло-Еловский и Вагранский у г. Серова, серпентинитовые массивы в районе Красноуральска, Тагила, Муслюмово и др., не дали положительных результатов и были практически безводными. Расход родников в окраинных частях массивов изменяется от 0,01 до 0,2—0,3 *л/сек* и очень редко достигает 1 *л/сек*. Дебиты скважин, вскрывших выветрелые трещиноватые серпентиниты, не превышают 1,5—2,5 *л/сек*, а чаще значительно меньше. Зоны тектонических разломов, неоднократно подновленные более молодыми, в том числе и неотектоническими подвижками, являются местами сосредоточения трещинно-жильных вод, концентрирующих в себе значительную долю стока трещинно-грунтовых вод прилегающих склонов горных возвышенностей. Наиболее ярким примером могут служить обводненные тектонические зоны по окраинам Коло-Еловского и Вагранского серпентинитовых массивов в районе г. Серова. Восточная часть этих массивов срезана и опущена до 200 *м* региональным ступенчатым сбросом, протягивающимся в меридиональном направлении на расстояние 150 *км*. Время образования его относится к концу эоцена — началу четвертичного периода. Это нарушение образует в современном рельефе уступ, по которому проходит естественная граница складчатого Урала с Западно-Сибирской низменностью (рис. 48). Вдоль этого уступа серпентиниты трещиноваты и аккумулируют весь подземный сток грунтовых вод зоны выветривания восточного склона Коло-Еловского и Вагранского массивов. В естественных условиях разгрузка вод происходила в ряде родников, из которых наиболее крупный — Поносовский, с расходом, изменяющимся от 21,7 до 42 *л/сек*, и со среднегодовой многолетней величиной — 31,3 *л/сек*; Еловский — 10 *л/сек* и Холодная речка — 28—40 *л/сек*.

Дебит скважин, пробуренных в этой зоне, весьма разнообразен — от 5 до 30 *л/сек*, а удельный дебит от 0,5 до 6,5 *л/сек*. При пробно-эксплуатационных откачках воды из скважин в водоносных породах развивается асимметричная депрессионная воронка, вытянутая вдоль тектонического уступа до 1,5 *км* при ширине не более 0,3—0,5 *км*. Аналогичное нарушение, но меньшей протяженности срезает западную окраину Коло-Еловского серпентинитового массива. Наиболее крупные родники здесь отмечались в долине р. Чувашки с расходом до 30 *л/сек* и р. Таньши — с расходом 10—15 *л/сек*. Дебиты скважин, пробуренных

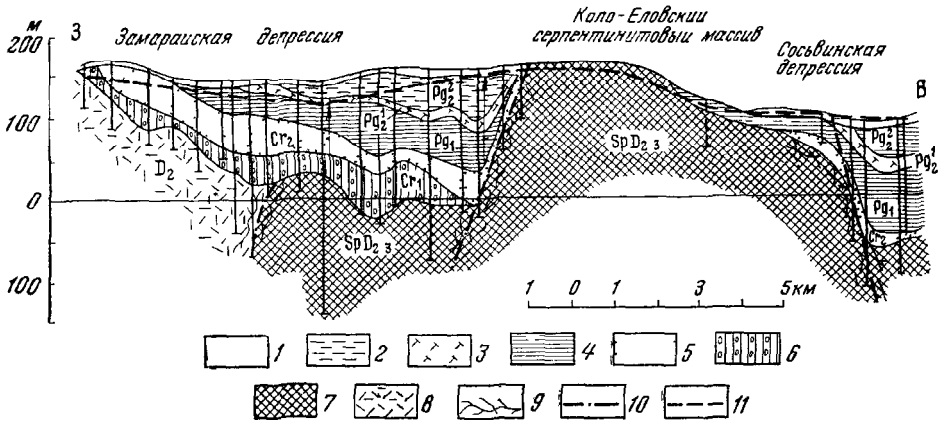


Рис. 48 Широтный гидрогеологический разрез через Коло-Еловский серпентинитовый массив в районе г. Серова. По Н. И. Евсееву

1 — водоносный комплекс четвертичных отложений, пески, супеси и суглинки; *2* — водоупорные глинистые диатомиты и трепела палеогена, *3* — нижнеэоценовый водоносный горизонт в опоках и опоковых песчаниках серовской свиты, *4* — водоупорные аргиллиты талицкой свиты; *5* — верхнемеловой водоносный горизонт пески, песчаники с прослоями каолиновых глин, *6* — нижнемеловые водоупорные каолиновые глины с плохо окатанным гравием *7* — трещинно-грунтовые воды в зоне выветривания серпентинитов, *8* — трещинные воды в зоне выветривания эффузивно осадочной толщи среднего девона, *9* — зоны локализации трещинно жильных вод в зонах тектонических разломов; *10* — тектонические нарушения, *11* — уровень подземных вод

в бассейне р. Чувашки, изменялись от 2,5 до 30 *л/сек*, а удельный дебит от 0,16 до 19 *л/сек*.

Такая же молодая водоносная тектоническая зона вскрыта скважинами на восточной окраине серпентинитового массива в пос. Муслюмово Челябинской области, на безводность центральных участков которого указывалось выше. Пробуренные в ней скважины имели дебиты от 1,12 до 11,1 *л/сек* при удельных дебитах от 0,03 до 1,6 *л/сек*.

Во многих массивах тектонические разломы выполнены жильными породами различного состава и происхождения В них встречаются ультраосновные жильные породы, связанные с заключительными этапами формирования перидотитовых интрузий — бронзиты, вебстериты и др. Особенно многочисленны магматические жильные образования, внедрившиеся при формировании более поздних интрузий габбровой и гранитовой формаций. Они представлены габбро, микрогаббро, диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, пегматитами, аплитами, порфировидными и нормальными гранитами. Жильные породы в значительной мере ослабили монолитность перидотитовых массивов и служат участками, где сосредоточивались проявления более поздних тектонических движений, приведшие к возникновению в них повышенной трещиноватости и локализации трещинно-жильных вод.

Такой характер водоносности отчетливо проявляется в ультраосновных породах известного Баженовского месторождения асбеста. Это

месторождение приурочено к массиву ультрабазитов, вытянутых узкой меридиональной полосой и находится в непосредственной близости от Рефтинской интрузии позднепалеозойских гранитов, жильная фация которых в виде меридиональных даек диорит-аплитов рассекает ультраосновные породы на ряд блоков. Собственно перидотиты и дуниты образуют в нем отдельные эллипсоидальные тела, слабо трещиноватые в верхней части и монолитные на глубине, а в целом практически безводные Дебит пройденных в них скважин составлял 0,03—0,05 *л/сек* при понижении на 20 *м* Бо́льшая часть массива сложена серпентинитами, в различной степени измененными, местами рассланцованными Их водоносность небольшая На восточном борту карьера во время проходки водоотливной шахты по серпентинитам до глубины 54 *м* приток воды был равен 1,1 *л/сек* В пройденных из шахты северном и южном штреках общей протяженностью 272 *м* приток воды составлял 8 *л/сек* Наблюдения в карьерах и штреках показывают, что основной приток подземных вод происходит при подсечении диорит-аплитовых даек. В западном штреке той же водоотливной шахты увеличенный приток воды в количестве 19 *л/сек* появился при вскрытии мощной диоритовой дайки До этого на протяжении 217 *м* штрек был почти сухой На центральном руднике в карьере на горизонте 217 *м* из дайки диорит-аплитов наблюдается выход серии родников Общий среднегодовой приток в горные выработки Баженовского месторождения, формирующийся главным образом за счет трещинно-жильных вод, равен 728 $м^3/ч$ Минимальный приток — 591 $м^3/ч$ наблюдается в марте, а максимальный — 948 $м^3/ч$ в мае и июне

Более высокая водоносность жильных полей среди перидотитовых интрузий используется на Урале при поисково-разведочных работах для хозяйственно-питьевого водоснабжения В качестве примера можно указать на ультрабазиты южной части Восточно-Тагильской интрузии Они рассечены целой серией диоритовых даек, с которыми связаны трещинно-жильные воды Разгрузка их происходит в виде нескольких родников в долине рч Дальняя Быньга с общим довольно устойчивым расходом в 42—46 *л/сек* Для дополнительного водоснабжения г Невьянска здесь были пройдены две разведочно-эксплуатационные скважины При пробно-эксплуатационной откачке с дебитом 46 *л/сек* было достигнуто стабильное понижение уровня в 34 *м* и наблюдалось полное прекращение функционирования источников

Следует иметь в виду, что отдельная серия даек часто оказывается безводной С этим пришлось встретиться при разведке подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения г Пласт Челябинской области Небольшой массив серпентинитов и тальк-карбонатных пород, в котором производилась разведка, расположен в долине рч Кабанки между гранитоидными телами Кочкарской интрузии Он рассечен дайками пегматитов, гранит-пегматитов и аплитовидных гранитов преимущественно меридионального простирания Среди них различают две серии даек круто падающие на восток и полого падающие на северо-восток под углом 15—20° Крутопадающие дайки большей частью монолитны и прослеживаются в рельефе в виде четко выраженных гребешков Они безводны и выполняют роль экранов между водоносными породами Пологопадающие дайки трещиноваты и водоносны, а в рельефе либо совершенно не выражены, либо слагают пониженные участки В пройденных здесь скважинах статический уровень находился на глубинах от 2,5 до 15,7 *м* Дебит скважин изменялся от 1,5 до 12,6 *л/сек*, а удельный дебит был в пределах 0,12—3,6 *л/сек* При совместной откачке двух скважин, расположенных поблизости друг от

друга в одной водоносной зоне, суммарный дебит достигал 19,5 *л/сек* при понижениях уровня на 5,5 *м* и 8,2 *м*

Грунтово-трещинные и трещинно-жильные воды в породах перидотитовой формации имеют минерализацию в пределах 0,1—0,5 *г/л*, и только лишь на отдельных горных возвышенностях встречаются ультрапресные воды По химическому составу они почти исключительно гидрокарбонатные магниевые или гидрокарбонатные магниево-кальциевые типа

$$M_{0\,1-0,5}\,\frac{HCO_3\,87\ SO_4\,9\ Cl\,4}{Mg\,73\ Ca\,22\ (Na+K)\,5}.$$

Высокое содержание магния, обычно находящееся в пределах 50—90%, резко отличает воды этого комплекса от всех остальных и связано с большим содержанием окиси магния в породах (от 40 до 49%)

III. Тобольский артезианский бассейн

При гидрогеологическом районировании отмечалось, что Зауралье представляет собой западную окраину Западно-Сибирского артезианского бассеина, в структурно-тектонической схеме которого выделяются части двух крупных впадин Приуральской и Ханты-Мансиископ К первой из них приурочен Тобольский артезианский бассейн второго порядка, южная часть которого заходит в пределы Северного Казахстана и рассматривается в XXXIII томе монографии «Гидрогеология СССР»

Приуральская впадина имеет асимметричное строение Поверхность фундамента полого погружается в восточном направлении с отметки около 200 *м* на юго-западе, вдоль сочленения с восточным склоном Урала, до отметки —600 *м* и —700 *м* на северо-востоке. Средний уклон по линии Свердловск — Тюмень, до Мальцевской ступени, составляет 0,0045, или 0°15′ На севере (широта г Серова), к востоку от Шалашинского поднятия уклон более крутой и составляет 0,011, или 0°40′

Ханты-Мансииская впадина заходит в пределы Зауралья юго-западной окраиной и занимает его северо-восточные и восточные участки Основная ее часть располагается в Западно-Сибирской низменности Граница ее с Приуральской впадиной довольно условна и проводится по резкому перегибу и погружению поверхности фундамента, местами имеющему форму уступа (Мальцевский, Утешевский и др) Вдоль этого перегиба располагаются небольшие Усть-Тавдинский и Тюменский прогибы, относящиеся уже к структурам третьего порядка Поверхность фундамента в этих впадинах опускается до отметки ниже —1200 *м* (район г Тавды)

Более высокое гипсометрическое положение Приуральской впадины отразилось на литологическом составе ее покровного комплекса

На протяжении всего нижнего мезозоя, вплоть до турона, значительная часть впадины испытала континентальный режим Поэтому нижнемеловые осадки здесь представлены исключительно континентальной фацией На северо-востоке и востоке в альб-сеноманское время происходит отложение сравнительно мелководных морских осадков Не менее резкое различие отмечается в литологическом составе пород верхнемеловой и палеогеновой морской трансгрессий В Ханты-Мансийской впадине происходит накопление мощной толщи глубоководных глин, аргиллитов и глинистых алевритов, образующих региональный турон-нижнеолигоценовый водоупорный комплекс

В Приуральской впадине в то же время образуются более мелководные осадки, особенно в западной прибрежной части, содержащие ряд напорных водоносных горизонтов, приуроченных к серовской и талицкой свитам палеогена, федюшинской пачке ганькинской свиты и камышловской пачке славгородской свиты верхнего мела. Для всех этих горизонтов характерен выход на поверхность вдоль подножия восточного склона Урала, частое слияние их здесь в единый водоносный горизонт, постепенное погружение и разобщение на отдельные горизонты по мере удаления на восток, сопровождающиеся одновременно фациальным замещением водоносных пород безводными. В отличие от центральных районов Западно-Сибирского артезианского бассейна на формирование гидравлических систем Тобольского артезианского бассейна оказывали существенное влияние и более мелкие структурные формы, возникшие в результате неравномерного движения отдельных блоков фундамента по глубинным разломам, заложенным еще в триас-юрское время. Основные из этих разломов показаны на схеме (см. рис. 55). Амплитуда смещений была неодинакова даже по простиранию одного нарушения, что имело своим последствием возникновение выступов и впадин на поверхности фундамента. Последние, как правило, имеют асимметричное строение с пологим западным и крутым восточным склонами. Для валообразных поднятий обычно наблюдается обратное соотношение.

Платформенный покров реагировал на эти движения образованием унаследованных структур. Поднятию в фундаменте отвечает поднятие или вал в верхнемезозойском и палеогеновом покрове. Погружению в фундаменте соответствует прогиб или депрессия в покрове. Расположение этих форм в пределах Приуральской впадины показано на структурно-тектонической схеме Тобольского артезианского бассейна (рис. 49). Формирование унаследованных структур, как указывает Н. И. Архангельский (1961 г.), происходило медленно, в соизмеримое с осадконакоплением время и не прекращалось на протяжении всего периода развития Приуральской впадины.

Об этом свидетельствует также приуроченность современных речных долин к структурно-тектоническим формам фундамента, на что неоднократно указывалось в литературе.

В результате этих процессов в положительных формах, поднятиях и валах мощность палеогеновых и меловых осадков значительно уменьшается, а нередко отдельные горизонты полностью выклиниваются с образованием структур облекания или «протыкания». В прогибах мощность мезо-кайнозойского покрова, а следовательно и заключенных в них водоносных горизонтов сильно возрастает.

Тектонические подвижки фундамента сопровождались изгибанием покрова, а в более жестких породах, таких, как опоки и песчаники, вызывали сильное увеличение трещиноватости и водоносности. По мнению Н. И. Архангельского (1961 г.), ширина зоны, в которой возникает трещиноватость от тектонических движений, изменяется от 3—4 до 10—12 *км* в зависимости от мощности покрова и увеличивается от нижнего этажа к верхнему.

Отмеченные структурно-тектонические факторы обусловили многообразие фациальных условий формирования одних и тех же стратиграфических горизонтов. Это привело к тому, что ни один из них нельзя считать всюду водоносным или безводным. Наоборот, как можно видеть из стратиграфического и гидрогеологического разреза (рис. 50, см. вкл), даже те толщи, которые на большей части территории являются безводными, на западе и в отдельных депрессиях становятся водоносными.

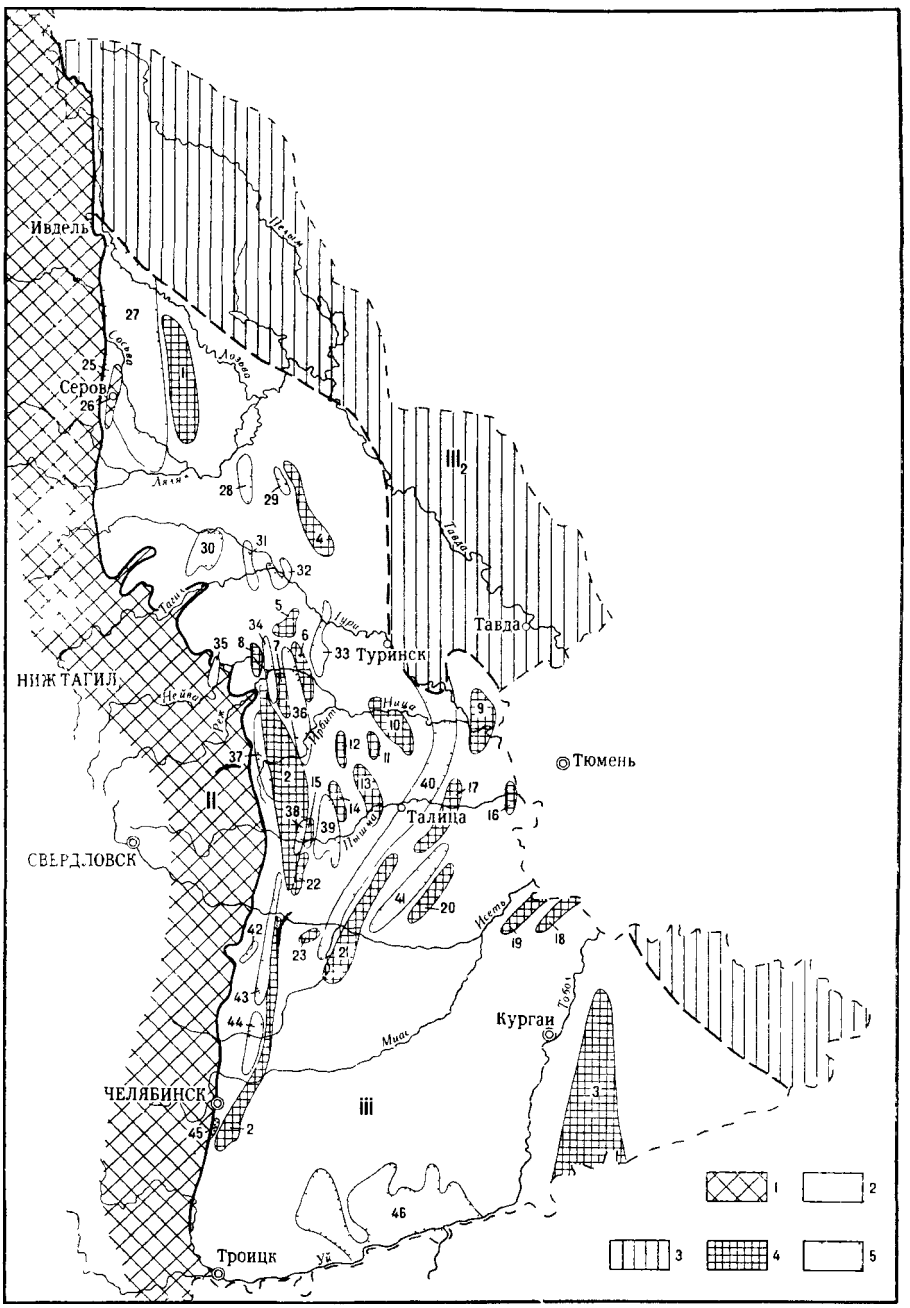


Рис. 49. Структурио-тектоническая схема Тобольского артезианского бассейна. Составил В. И. Аитипии по материалам Н. Б. Малютина, А. П. Сигова, Г. В. Голубкова

1 — бассейн грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала; *2* — Приуральская впадина, с которой связан Тобольский артезианский бассейн, *3* — Ханты-Мансийская, или Усть-Иртышская, впадина, *4* — подчятия и валы на тектонических выступах и эрозионных останцах фундамента· Шалашинское поднятие (1), Красногвардейское поднятие (2), Тобольское поднятие (3), валы· Северухинский (4), Березовский (5), Чувашевско-Черепановский (6), Михайловский (7), Бабиновский (8), Усть-Ницинский (9), Елаиский (10), Ляпуновский (11), Харловский (12), Куяровский (13), Мостовский (14), Кокшарово-Шипицинский (15), Мальцевский (16), Белоярский (17), Боровляиский (18), Исетский (19), Ольховский (20), Першинско-Новосельский (21), Калиновский (22), Ильинский (23), Колчедано-Киркинский (24); *5* — депрессии, приуроченные к эрозионным и эрозионно-тектоническим впадинам в рельефе фундамента: Замарайская (25), Каквинская (26), Сосьвинская (27), Кошайская (28), Ведерниковская (29), Ерзовская (30), Фаменская (31), Норицинская (32), Ветошкинская (33), Ключевская (34), Алапаевская (35), Щаповская (36), Белоярская (37), Ялуннинская (38), Закамышловская (39), Мясниковско-Талицкая (40), Вознесенская (41), Синарская (42), Черноскутовская (43), Сугоякская (44), Коркинская (45), Уйская (46)

Изменение литологического состава стратиграфических горизонтов осложняет взаимоотношение водоносных пород. В одних местах водоносные морские отложения верхнего мела залегают, например, непосредственно на континентальных породах нижнего мела и образуют с ними одну водоносную толщу; в других — эти отложения отсутствуют, но зато возникает взаимосвязь с вышележащими водоносными опоками серовской свиты палеогена через толщу песков и песчаников талицкой свиты.

Такое разнообразие в гидрогеологических условиях не позволяет в региональном масштабе выделить среди покровной толщи Зауралья стратиграфические водоносные горизонты, строго отвечающие этому понятию. Исключение составляют опоки серовской свиты палеогена, имеющие сравнительно устойчивый литологический состав. Остальные разновозрастные водоносные породы по сумме признаков объединены в водоносные комплексы. С учетом этих замечаний в пределах Тобольского артезианского бассейна выделены следующие водоносные комплексы и горизонты:

1) водоносный комплекс четвертичных отложений,

2) воды спорадического распространения в отложениях неогена и водоносный комплекс отложений среднего — верхнего олигоцена,

3) водоносный горизонт отложении палеоцена — нижнего эоцена (талицкая и серовская свиты);

4) водоносный комплекс отложений нижнего — верхнего и верхнего мела;

5) водоносный комплекс отложений нижнего мела;

6) водоносный комплекс угленосных отложений триаса — юры,

7) водоносные комплексы зон трещиноватости нерасчлененных пород силура — девона.

Толща водоносных пород, начиная от четвертичных образовании до отложений федюшинской пачки ганькинской свиты, камышловской пачки славгородской свиты верхнего мела, мысовской, синарской и алапаевской свит нижнего мела, образует верхнюю гидродинамическую зону, для которой характерно наличие связи подземных вод с поверхностью, свободный или затрудненный водообмен, окислительные условия водной среды, углекисло-азотный или азотный состав растворенных газов Температура подземных вод низкая и изменяется преимущественно в пределах 4—7° С

Водоносный комплекс отложений нижнего мела (уватская, ханты-мансийская, викуловская и киялинская свиты) совместно с залегающими ниже его комплексами фундамента составляют нижнюю гидродинамическую зону. Подземные воды в ней практически утратили связь с поверхностью, находятся в условиях застойного режима и восстановительной среды В растворенных газах преобладает метан. Температура подземных вод повышенная и в пределах Зауралья на отдельных участках достигает 57° С. В западных районах Приуральской впадины водоносные комплексы фундамента непосредственно перекрываются породами верхней геогидродинамической зоны, вследствие чего приобретают свойственные ей черты

Водоносный комплекс четвертичных отложений — alQ, lalQ+fglQ

Четвертичные отложения представлены весьма разнообразным комплексом осадочных пород, среди которых можно выделить следующие генетические типы: покровные аллювиально-элювиальные суглинки и глины, озерно-болотные аллювиальные отложения, речные аллювиальные отложения, ледниковые отложения.

Наибольшим распространением пользуются бурые суглинки и глины, сплошным чехлом покрывающие огромные водораздельные пространства. Мощность их не превышает 10 *м*. В основании нередко встречаются крайне несортированные песчаные осадки с включением слабо окатанных валунов и щебня палеозойских пород. В. В. Лавров (1948) считает, что они являются осадками водных потоков, медленно стекавших к Арало-Каспийской низменности и питавшихся талыми водами ледников, покрывавших северные районы Урала и Зауралья. В редких песчаных линзах скапливаются незначительные запасы подземных вод типа верховодки, не имеющей практического значения.

Озерно-болотный аллювий сложен торфом и илистыми осадками с гнездами тонкозернистого песка. Мощность этих отложений небольшая, обычно 3—4 *м*, реже 10—15 *м*. Болотные воды, содержащиеся в торфяном слое, низкого качества. Небольшие запасы пресных подземных вод в песчаных линзах среди иловых отложений используются колодцами.

Наиболее широкое использование путем устройства колодцев нашли подземные воды аллювиальных отложений современной речной сети. Эти отложения слагают обычно пойменную и одну-две надпойменные террасы. Так как реки Зауралья имеют равнинный характер со спокойным течением, то аллювиальные отложения здесь имеют мелкозернистый состав со значительной примесью иловато-глинистого материала. В нижней части аллювиальных отложений нередко залегают крупно- и среднезернистые пески с примесью гравия, а в районах, прилегающих к Уралу, встречаются гравийно-галечные отложения. Мощность отложений чаще всего изменяется в пределах 7—10 *м*, уменьшаясь на некоторых участках до 1 *м* и возрастая в отдельных понижениях до 35—40 *м*. Для мелких рек средняя мощность аллювия колеблется в пределах 0,5—1,0 *м*.

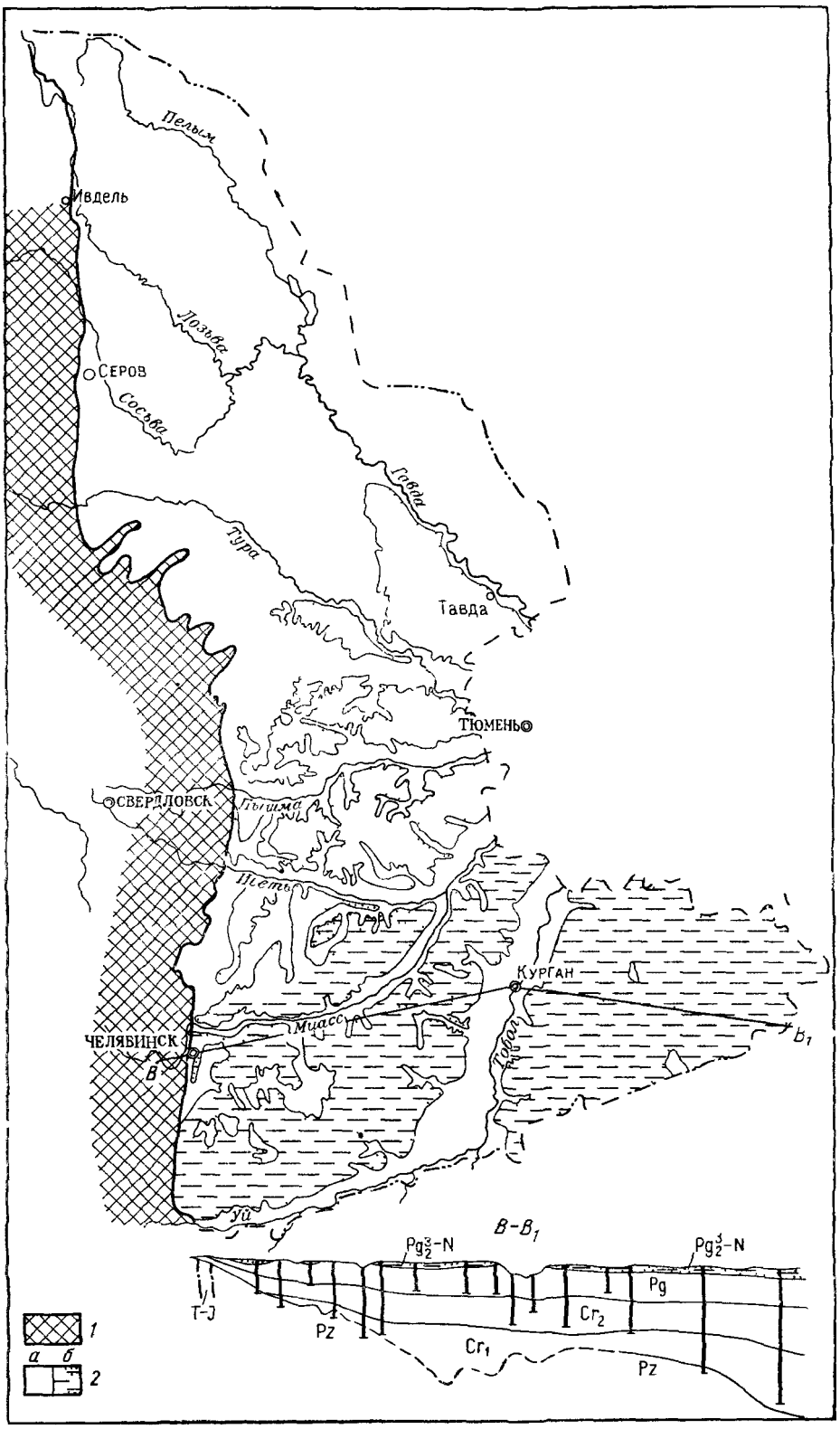
Аллювиальные отложения всюду водоносны. Уровень подземных вод залегает преимущественно на глубинах от 0,5 до 3,0 *м*, а в более высоких участках террас может спускаться до 10—11 *м*. В русловых частях он соответствует урезу воды в реке, и нередко здесь отмечается выход источников.

Общий мелкозернистый состав аллювия, крайняя неустойчивость его по площади и глубине обусловливают малую его водоотдачу. Дебиты колодцев и скважин колеблются от 0,01 до 0,5 *л/сек*, редко составляя 1—2 *л/сек*. Расходы родников находятся в пределах 0,02—2,0 *л/сек*.

Качество подземных вод зависит от условий их формирования. На большей части территории распространения питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. В Северном и Среднем Зауралье воды пресные с минерализацией от 0,15 до 0,5 *г/л*, в южных степных районах — до 0,8—1,0 *г/л*. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже сульфатные кальциевые. На участках, где происходит разгрузка соленых вод нижележащих горизонтов, минерализация подземных вод аллювия возрастает, и они приобретают хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав. Таковы воды колодцев и аллювия р. Туры, имеющие следующий состав:

$$M_{0,6}\,\frac{Cl\ 50\ HCO_3\ 32\ SO_4\ 18}{(Na+K)\ 86\ Ca\ 10\ Mg\ 4}.$$

Флювиогляциальные и гляциальные отложения, развитые в северных районах Зауралья, в бассейнах рек Пелыма, Сосьвы и Лозьвы, сложены переслаивающейся толщей коренных валунных глин и су-


Пелым
Ивдель
Лозьва
Серов
Сосьва
Тура
Тавда
Тавда
Тюмень
Свердловск
Пышма
Пышма
Исеть
Курган
Миасс
Челябинск
Тобол
Уй
В
В1
В-В1
Pg2^3-N
Pg2^3-N
Pg
Cr2
Cr1
Pz
Pz
T-J
1
а
б
2

глинков с песчано-глинистыми осадками, местами галечником и валунами. Сведения по водоносности этих отложений отсутствуют Исходя из литологического состава, можно предполагать, что они обладают небольшой спорадической обводненностью.

Водоносные комплексы отложений неогена, среднего — верхнего олигоцена — N, P_3^{2-3}

Неогеновые континентальные отложения кустанайской и аральской свит в Тобольском артезианском бассейне развиты в южной и средней частях Они занимают самое верхнее положение в стратиграфическом разрезе, слагая водораздельные участки Водоносными среди них являются прослойки и линзы песков, спорадически встречающиеся среди мергелистых и гипсоносных глин Они содержат небольшие запасы подземных вод, местами эксплуатирующиеся колодцами. Качество вод пестрое — от пресных до солоноватых и горько-соленых. На отдельных участках эти прослойки и линзы гидравлически связаны с нижележащими водоносными отложениями олигоцена и составляют с ними единый комплекс

Морские отложения среднего и верхнего олигоцена, наурзумской, чиликтинской и катанбулакской свит, объединенных в тургайскую серию, в пределах Зауралья развиты на водораздельных пространствах к югу от 57° с. ш. В более северных районах они уничтожены эрозией и как исключение фиксируются небольшими участками (рис. 51).

Тургайская серия пород сложена преимущественно водоносными песками с прослоями светло-серых и шоколадно-коричневых глин Пески кварцевые различной зернистости, но преобладают тонкозернистые с размером зерен 0,25—0,05 *мм*, содержание которых обычно достигает 75—90%. Соотношение песчаных и глинистых прослойков по площади и в разрезе изменяется в широких пределах В отдельных местах вся толща становится практически безводной вследствие преобладания глинистых пород, в других — отдельными крупными пластами глин она разделяется на несколько водоносных слоев В большинстве же случаев многочисленные песчаные прослойки и линзы гидравлически связаны между собой и в целом образуют довольно выдержанную водоносную толщу Мощность ее изменяется на западе, по левобережью р Тобола, от 0 до 20 *м*, на востоке, где она имеет почти повсеместное распространение, мощность повышается до 30—40 *м*, а в отдельных местах до 60 *м* и более В среднем же она составляет 10—15 *м* Водоупорным ложем служат чеганские глины

Сильная эрозионная расчлененность водоносного комплекса, особенно в западной части, наличие местных базисов разгрузки в виде глубоких озерных котловин, разбросанных на плоских водоразделах, обусловили разделение водоносных отложений на многочисленные сравнительно мелкие обособленные бассейны подземных вод В каждом таком бассейне сложились своя вполне определенная область питания, стока и гидродинамический режим, предопределившие все многообразие условий залегания подземных вод и их качества Поэтому

Рис 51. Схема распространения водоносного комплекса отложений среднего — верхнего олигоцена Зауралья Составил В И Аитипин

1 — область распространения водоносного комплекса зон трещиноватости складчатого Урала *2* — площади распространения водоносного комплекса средне-верхнеолигоценовых песчаных отложений и положение их в разрезе по линии *В—В* *а* — воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией менее 1 0 *г/л* *б* — воды пестрые по составу с минерализацией от 0 5 до 9 5 *г/л*

на мелкомасштабных картах и схемах не представляется возможным изобразить региональные изменения водного зеркала, а можно лишь указать на общее постепенное снижение его в северо-восточном и восточном направлении в соответствии с гипсометрическим положением водоносных отложений.

Для большинства бассейнов западной части характерно наличие свободного уровня подземных вод. На востоке, где в кровле горизонта часто залегают глины аральской свиты, воды нередко обладают небольшим напором. Глубина залегания уровня изменяется в широких пределах: от нуля в местах разгрузки до 24 *м* в областях питания и водоразделах между бассейнами. Чаще же он находится на глубине 5—15 *м*.

Водообильность песчаных отложений среднего и верхнего олигоцена весьма небольшая и крайне неравномерная. Дебиты скважин изменяются от тысячных долей до 3—5 *л/сек*. Наиболее распространены дебиты порядка 0,5—1,5 *л/сек*. Удельный дебит изменяется от тысячных долей до 1,0 *л/сек*, преобладает от 0,01 до 0,2 *л/сек*. Размер дебита и продолжительность эксплуатации скважин существенно зависят от конструкции фильтров. В условиях преимущественного распространения тонкозернистых песков сетчатые фильтры практически не применимы. Они снижают дебит скважин и быстро кольматируются песчаным материалом. Наиболее хорошие результаты дают проволочные фильтры с гравийной обсыпкой.

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения индивидуальных хозяйств и небольших ферм подземные воды каптируются многочисленными колодцами и одиночными скважинами, особенно в восточных районах Курганской области, где этот комплекс является единственным источником водоснабжения сельского хозяйства.

Качество вод разнообразное и изменяется от пресных до соленых, а по степени минерализации от 0,18 до 14,0 *г/л*. Пресные воды с суммой солей менее 1 *г/л* преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава распространены к северу от водораздела Миасс — Исеть (см. рис. 51), где водоносный горизонт вследствие наиболее сильного эрозионного расчленения имеет интенсивный водообмен и располагается в районах с несколько более влажным климатом В южных и восточных засушливых степных районах на плоских водораздельных пространствах начинает возрастать роль процессов континентального соленакопления, обусловливающих исключительную пестроту минерализации и состава подземных вод. В настоящее время в пределах восточной части Курганской области (правобережье р. Тобола) проводятся работы по картированию минерализации подземных вод описываемого комплекса геофизическими методами. Результаты этих работ показывают, что пресные и слабосолоноватые воды (с минерализацией до 1,5 *г/л*) развиты в виде линз среди общего поля соленых вод. Форма линз разнообразная, в основном изометричная, размеры линз от 0,5 *км*^{2} (минимальная площадь, выделяемая при принятой сетке геофизических наблюдений) до нескольких десятков, в единичных случаях до сотен квадратных километров. Общая площадь линз в пределах листов среднего масштаба составляет от 20—25% для южных районов до 40—50% для северных. По предварительно обработанным материалам представляется, что линзы пресных и слабосолоноватых вод связаны с участками, находящимися в сфере дренирующего влияния речных долин или озерных котловин, а также с участками развития песчаных глин аральской свиты, представляющих собой своеобразные «окна» среди общей массы водоупорных глин этой свиты.

По химическому составу преобладают в равных количествах три группы вод: гидрокарбонатные кальциево-магниевые типа

$$M_{0,16-3,0}\frac{HCO_3\ 90\ SO_4\ 7\ Cl\ 3}{Ca\ 51\ Mg\ 45\ (Na+K)\ 4},$$

составляющие примерно 29% всех вод;
гидрокарбонатные натриевые (содовые) типа

$$M_{0,18-2,0}\frac{HCO_3\ 87\ Cl\ 8\ SO_4\ 5}{(Na+K)\ 81\ Ca\ 14\ Mg\ 5},$$

охватывающие примерно 33% общего количества;
хлоридные натриевые типа

$$M_{1,5-14,0}\frac{Cl\ 77\ SO_4\ 18\ HCO_3\ 5}{(Na+K)\ 67\ Mg\ 17\ Ca\ 16},$$

составляющие 27%. Остальные 11% падают на сульфатные кальциевые и сульфатные натриево-кальциевые воды.

Водоносный горизонт отложений палеоцена и нижнего эоцена (талицкая и серовская свиты) — Pg_1—Pg_2^1

В пределах Тобольского артезианского бассейна средний и нижний эоцен сложен исключительно кремнистыми осадками. Среди них почти повсеместную водоносность имеет горизонт кремнистых, местами кварцитовидных, трещиноватых опок и глауконит-кварцевых или кварц-глауконитовых песчаников серовской свиты палеогена. Сверху они перекрываются практически безводными диатомитами, трепелами ирбитской свиты и листоватослоистыми глинами чеганской свиты, а подстилаются на бо́льшей части территории безводными глинами и аргиллитами талицкой свиты палеоцена. Однако в крайних западных районах, вдоль сочленения с Уралом, талицкая свита сложена преимущественно водоносными кварц-глауконитовыми песчаниками, песками, местами конгломератами, и составляет с серовской свитой один водоносный горизонт.

В литологическом составе серовской свиты с удалением от восточного склона Урала и увеличением глубины залегания уменьшается содержание песчаного и кремнистого материала и увеличивается глинистость. Сначала среди крепких кремнистых опок появляются редкие прослойки диатомитов, затем к ним присоединяются аргиллиты, а количество и мощность прослойков увеличивается. В отдельных местах они разделяют водоносную толщу на ряд более мелких водоносных пластов, нередко содержащих воду различной минерализации. Постепенно удельный вес водоносных опок в общем составе свиты падает, они начинают встречаться спорадически в виде отдельных прослойков и линз, а затем в пределах Ханты-Мансийской впадины совершенно исчезают. Здесь состав палеоцен-эоценовых отложений приобретает глинистый облик, характерный для люлинворской свиты центральной части Западно-Сибирской низменности, где она занимает самую верхнюю часть турон-нижнеолигоценового регионального водоупорного комплекса. Поэтому указанная граница между областью сплошного распространения водоносных опок и областью перехода свиты в региональный водоупор (рис. 52) довольно условна и проведена по началу преобладания спорадической водоносности, примерно совпадающей с границей Приуральской и Ханты-Мансийской впадин.

Кровля серовской свиты имеет общее пологое погружение на восток и северо-восток со средним уклоном порядка 0,001, опускаясь

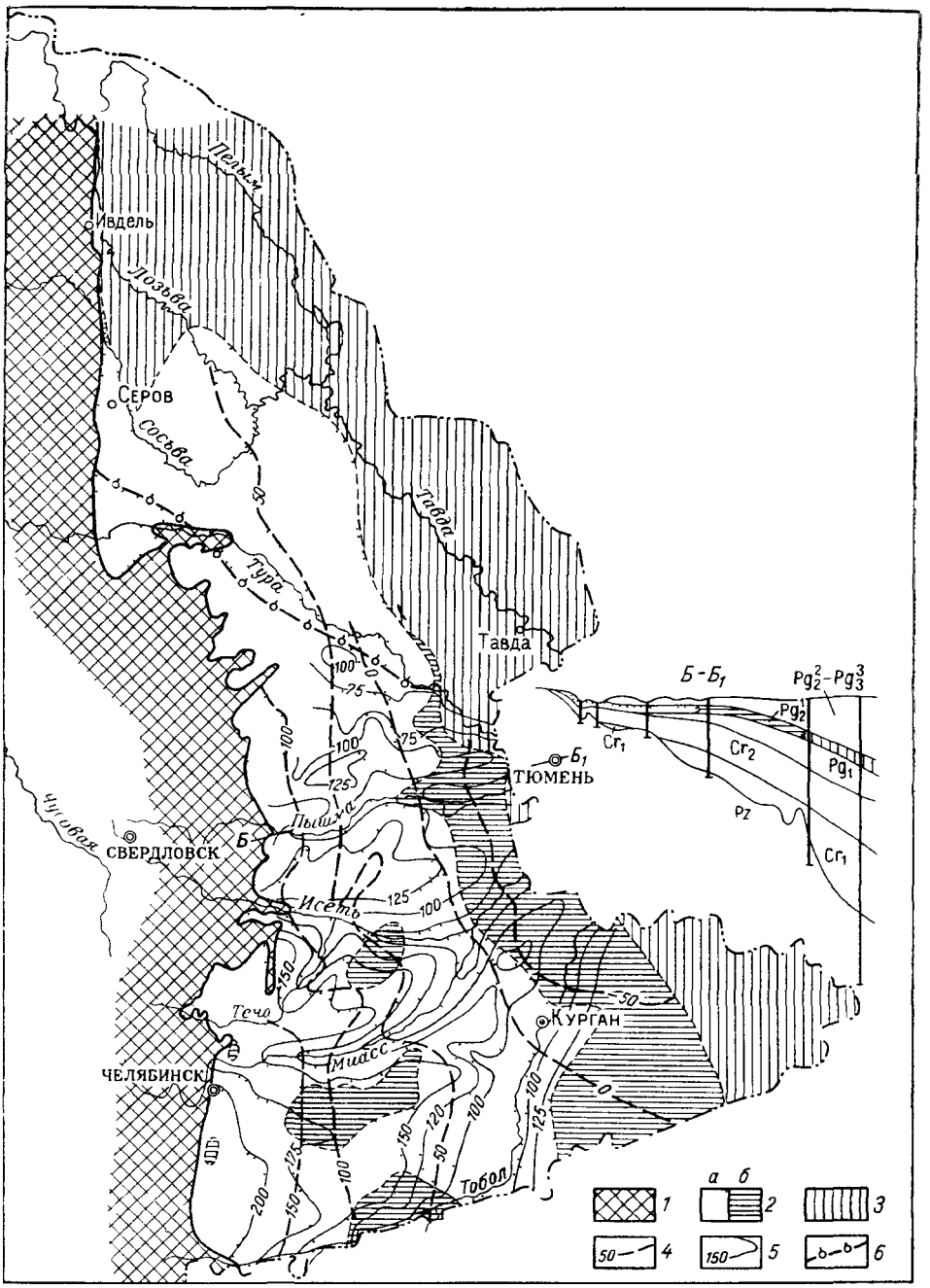


Рис. 52. Гидрогеологическая схема водоносного горизонта палеоцена — нижнего эоцена (серовская и талицкая свиты) Тобольского артезианского бассейна. Составил В. И. Антипин

1 — область распространения трещиноватости складчатого Урала, *2* — область сплошного распространения водоносных опок серовской свиты с минерализацией воды *а* — менее *3 г/л*, *б* — от 3,0 до 21 *г/л*, *3* — область замещения водоносных опок серовской свиты безводными глинистыми опоками, диатомитами, аргиллитами и слияния их с туроч нижнеолигоценовым региональным водоупорным комплексом Западной Сибири; *4* — изолинии кровли серовской свиты и их отметки *5* — пьезоизогипсы подземных вод горизонта опок серовской свиты и их отметки *6* — граница преимущественного залегания пьезометрического уровня подземных вод опок выше поверхности земли

с отметки 180 *м* на юго-западе до отметки ниже —50 *м* на северо-востоке (см. рис. 52). В более крупном плане на ее поверхности отмечается целый ряд депрессий и валообразных поднятий, соответствующих аналогичным формам рельефа фундамента, но имеющих более сглаженные очертания.

Минимальная мощность водоносного горизонта, равная нескольким метрам, наблюдается на западе, в районах, прилегающих к Уралу, и в купольных частях валообразных поднятий, максимальная (до 50—60 *м*, а в отдельных местах и до 100 *м*) приурочена к осевым зонам депрессий. Наиболее распространенная мощность колеблется в пределах 20—40 *м*. Глубина залегания водоносных опок находится в зависимости от положения кровли серовской свиты и рельефа дневной поверхности. На западе они выходят на поверхность или вскрываются многочисленными речными долинами. Подземные воды имеют здесь свободный уровень. Далее на восток горизонт опускается под толщу глинистых пород ирбитской и чеганской свит, а подземные воды приобретают напорный характер. В долине р. Тобола опоки залегают на глубинах от 70 *м* на юге до 150 *м* на севере. На водораздельных участках крайних восточных районов они находятся на глубине 220—250 *м*. Величина пьезометрического напора увеличивается в том же направлении и максимальных значений, порядка 200 *м*, достигает также в крайних восточных районах. В сводах валообразных структур, удаленных местами на значительное расстояние от западных выходов опок, горизонт нередко вскрывается речными долинами. В качестве примера можно указать на обнажения опок в долине р. Пышмы в своде Кокшарово-Шипицинского вала или на реках Исети и Тече в районе Першинско-Новосельского вала.

Положение пьезометрического уровня изменяется в широких пределах — от 10—15 *м* выше поверхности земли до глубины 58 *м*. Преимущественное фонтанирование скважин наблюдается к северу от долины р. Туры. К сожалению, высота напора над устьем большинства скважин осталась незамеренной, вследствие чего построить для этого района карту гидроизогипс не представляется возможным. Южнее долины р. Туры излив воды из скважин наблюдается лишь в пределах долин Пышмы, Исети, Миасса и Тобола.

В западных районах породы, покрывающие и подстилающие водоносный горизонт, имеют небольшую мощность и более водопроницаемы, вследствие чего подземные воды гидравлически тесно связаны как с водоносным комплексом среднего и верхнего олигоцена, так и водоносными верхнемеловыми породами. Все три комплекса имеют здесь единую пьезометрическую поверхность. Питание осуществляется на площади распространения горизонта за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков или через покров водопроницаемых пород, либо перетекания из вышележащего водоносного комплекса. Разгрузка происходит в речных долинах.

С удалением на восток и увеличением мощности чеганских и ирбитских глин, а также аргиллитов талицкой и ганькинской свит постепенно происходит гидравлическое разобщение водоносного горизонта с выше- и нижележащими водоносными комплексами и обособление областей питания, циркуляции и разгрузки. На водораздельных участках пьезометрическое зеркало подземных вод опок серовской свиты обычно лежит на 5—7 *м* выше пьезометрического уровня верхнемелового водоносного комплекса, однако это не вызывает здесь перетекания подземных вод опок в нижележащие меловые отложения, как это отмечалось в западных районах. Об этом свидетельствует меньшая промытость водоносных пород и более высокая минерализация под-

земных вод опок на водоразделах по сравнению с приречными участками, а местами и нижележащими водоносными комплексами. Так, на водоразделе рек Уй и Миасс подземные воды опок имеют минерализацию от 3 до 6,6 *г/л*, а воды нижележащих меловых отложений, пьезометрический уровень которых судя по скважине на курорте Озеро Горькое на 5,4 *м* ниже, имеют минерализацию порядка 1,9—2,5 *г/л*. Аналогичное явление отмечалось в южной части Мясниковско-Талицкой депрессии при разведке подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения в районе г. Катайска, где подземные воды опок на водоразделах имеют хлоридный натриевый состав и более высокую минерализацию, чем в приречных участках и нижележащих верхнемеловых отложениях, обладающих гидрокарбонатным натриевым или гидрокарбонатно-сульфатным натриевым составом.

Водообильность опокового горизонта весьма неравномерна. Удельные дебиты изменяются от тысячных долей до 26,0 *л/сек* при преобладающих до 1 *л/сек*. Дебиты отдельных скважин достигают 100 *л/сек* при преобладающих 1—3 *л/сек*. В изменении водообильности можно подметить ряд закономерностей. Прежде всего наблюдается общее снижение дебита скважин с удалением от Урала на восток, связанное с фациальным замещением кремнистых опок и постепенным превращением их в водоупорный комплекс.

В западных районах зоны высокой водоотдачи чаще всего приурочиваются к глубоким участкам депрессий. Здесь сочетаются наибольшая мощность опок, сильная их тектоническая нарушенность и трещиноватость с максимальными размерами водосборных бассейнов. В таких структурных условиях разведаны водозаборы подземных вод с производительностью 72 *л/сек* в Ялунинской и южной части Чернопоскутовской и Мясниковско-Талицкой депрессий. Повышенная водоносность опок наблюдается над зонами региональных глубинных разломов фундамента, где резко выраженные депрессии отсутствуют. Примером могут служить Бердюгинский и Шмаковский водозаборы в опоках с производительностью 210 *л/сек*, расположенные в междуречье Ницы и Ирбита, в зоне регионального Анохинско-Челябинского разлома (см. рис. 55). Вторым примером является скважина, пробуренная в д. Чар, в 13 *км* юго-восточнее ж.-д. ст. Сосьва с дебитом при самоизливе из опок 43 *л/сек*. Она располагается в зоне регионального тектонического разлома, проходящего через Еланско-Чернышевскую, Чарскую и Артюшкинскую нижнемезозойские эрозионно-тектонические впадины, которые в рельефе кровли серовской свиты почти не отражаются. Целый ряд скважин в этом же районе, вскрывших водоносные опоки за пределами указанной зоны, имеют дебиты, не превышающие 3—5 *л/сек*.

Качество подземных вод опокового горизонта отражает условия их циркуляции и водообмена. Общая минерализация изменяется в пределах 0,12—21 *г/л*. Маломинерализованные воды встречаются в крайних западных и северных районах, где водоносные опоки залегают на небольшой глубине и во многих местах непосредственно дренируются речной сетью. По мере погружения под покров слабопроницаемых отложений и ослабления водообмена минерализация подземных вод возрастает. По площади это изменение происходит неравномерно. Среди общего поля пресных и слабо соленых вод с минерализацией менее 3 *г/л* пятнами встречаются соленые воды со значительно бо́льшей концентрацией солей.

Сплошное распространение соленых подземных вод с минерализацией более 3 *г/л* отмечается лишь в крайних восточных районах (см.

рис. 52). Однако и здесь в самых верхних прослойках опок можно встретить ограниченные запасы более пресных вод.

Химический состав подземных вод весьма разнообразен, но преимущественное распространение имеют следующие типы.

Гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией менее 0,6—0,7 *г/л* следующего состава:

$$M_{0,12-0,7}\,\frac{HCO_3\,94\ SO_4\,5\ Cl\,1}{Ca\,52\ Mg\,36\ (Na+K)\,12}.$$

гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды с минерализацией от 0,6 до 1,5 *г/л*

$$M_{0,6-1,5}\,\frac{HCO_3\,87\ SO_4\,10\ Cl\,3}{(Na+K)\,91\ Ca\,5\ Mg\,4}.$$

сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией от 1,0 до 3,0 *г/л*

$$M_{1,0-3,0}\,\frac{SO_4\,56\ HCO_3\,37\ Cl\,7}{(Na+K)\,69\ Mg\,26\ Ca\,15}.$$

хлоридные натриевые воды с минерализацией от 1,5 до 21,0 *г/л*

$$M_{1,5-21,0}\,\frac{Cl\,80\ HCO_3\,15\ SO_4\,5}{(Na+K)\,84\ Ca\,11\ Mg\,5}.$$

В крайних восточных районах встречаются хлоридные натриевые, бессульфатные воды.

Для бо́льшей части территории Зауралья подземные воды опок серовской свиты не отвечают требованиям хозяйственно-питьевых вод по минерализации. Однако крайний недостаток в пресных водах на обширных междуречных пространствах обусловил широкое использование подземных вод с минерализацией до 1,5 *г/л* для водоснабжения сельских поселков и до 3 *г/л* для водоснабжения животноводческих ферм. В настоящее время проводится разведка подземных вод с минерализацией до 1,5 *г/л* для водоснабжения ряда городов.

Водоносный комплекс отложений нижнего — верхнего мела (ганькинская, славгородская, мысовская, синарская и алапаевская свиты) — Cr_{1-2}

Условия образования осадков в меловой период в пределах Зауралья были сложны и разнообразны. В нижнемеловое время вся территория испытывала довольно интенсивные тектонические поднятия и опускания. В западных районах Приуральской впадины вдоль восточного склона Урала на протяжении всего нижнемелового времени и сеномана включительно существовал континентальный режим. В эрозионно-тектонических депрессиях, наметившихся еще в юрское время, происходило образование речных и озерных отложений алапаевской, синарской и мысовской свит.

Начиная с турона, в Зауралье преобладают отрицательные движения, вследствие чего верхнемеловая морская трансгрессия продвигается далеко на запад и местами заходит в пределы современного Урала (рис. 53). В Ханты-Мансийской впадине существовал глубоководный морской бассейн, где происходило отложение мощной толщи глин, аргиллитов и алевролитов ганькинской, славгородской и кузнецовской свит, образующих нижнюю часть турон-нижнеолигоценового регионального водоупорного комплекса Западно-Сибирского бассейна.

В восточных районах Приуральской впадины в этих свитах увеличивается содержание песчаного материала, и среди мощной глинисто-

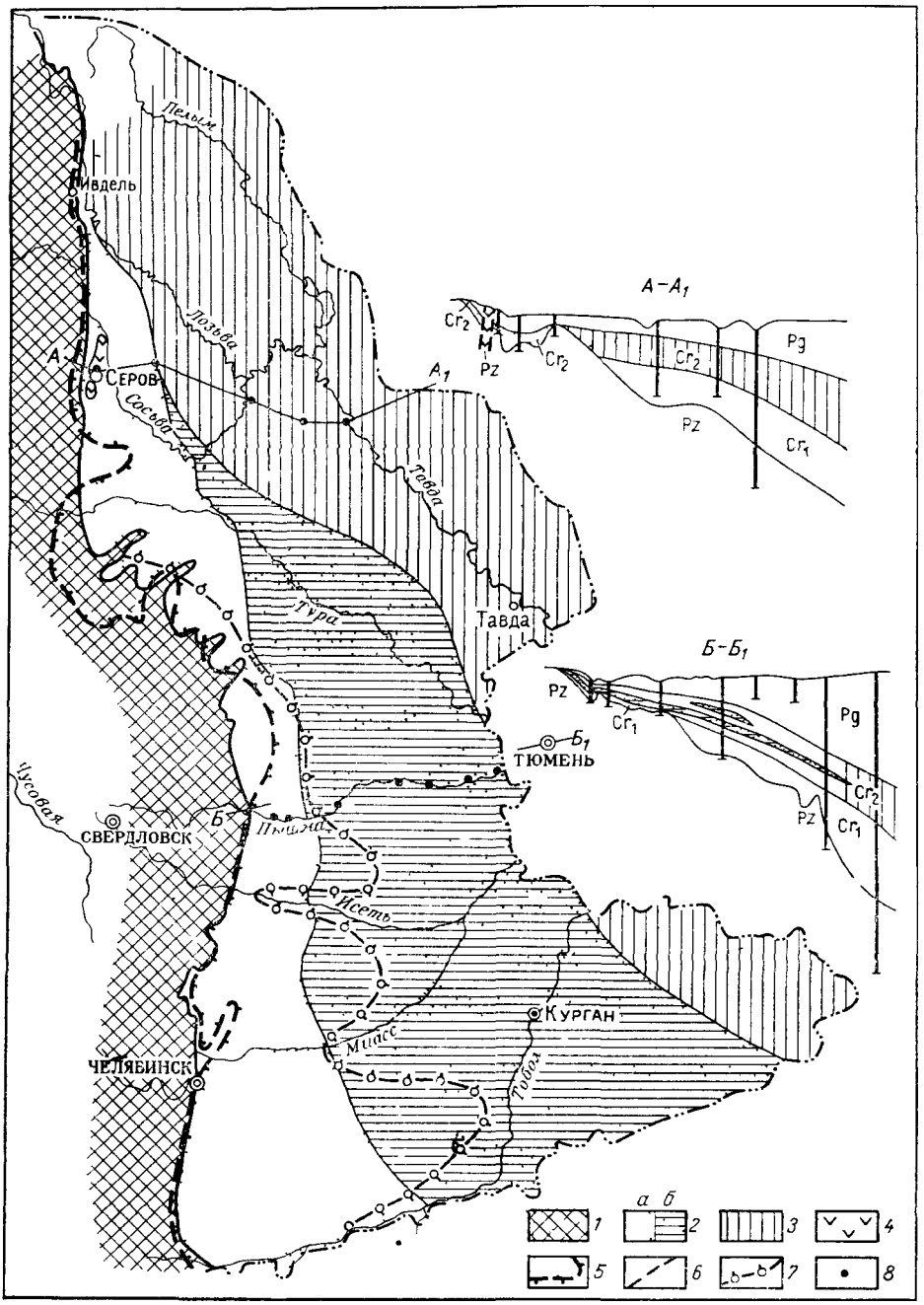


Рис. 53. Гидрогеологическая схема верхнемеловых отложений Зауралья Составил В. И. Антипин

1 — область распространения водоносных комплексов зон трещиноватости складчатого Урала, *2* — область распространения водоносного комплекса отложений верхнего мела (федюшинской пачки ганькинской свиты и камышловской пачки славгородской свиты) и положение их в разрезах по линии *А–А* и *Б–Б* *а* — воды с минерализацией менее 3 *г/л*, *б* — от 3 до 16 *г/л*, *3* — область фациального замещения водоносных верхнемеловых отложений безводными и консолидация их с турон нижнеолигоценовым водоупорным комплексом Западной Сибири *4* — серпентиниты *5* — западная граница максимальной верхнемеловой морской трансгрессии *6* — тектонические нарушения (на разрезе), *7* — граница самоизлива из скважин подземных вод верхнемеловых отложений, *8* — скважины

аргиллитовой толщи появляются слоистые пачки песков и песчаников, выделенных в федюшинскую пачку ганькинской свиты и камышловскую в славгородской свите. В самых западных районах находилась мелководная часть верхнемелового морского бассейна, в котором отлагались главным образом песчаные осадки. Глинистые и аргиллитовые толщи здесь большей частью выпадают из разреза. В эрозионно-тектонических депрессиях и реликтах древних речных долин (см. рис. 54) песчаные верхнемеловые осадки непосредственно налегают на нижнемеловые аллювиальные отложения, составляя с ними единую водоносную толщу. Местами эти разновозрастные отложения невозможно разделить не только по условиям водоносности, но и по литолого-стратиграфическим признакам, поэтому они объединены в один водоносный комплекс.

Условия образования и водоносность верхнемеловых морских отложений тесным образом связаны со строением рельефа фундамента, сформированного до начала мелового времени. Наибольший практический интерес представляют эрозионно-тектонические депрессии, так как с ними в западных районах связано наличие ряда сравнительно обособленных мелких артезианских бассейнов с пресными водами, используемыми для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Среди верхнемеловых отложений водоносными являются прибрежно-морские тонкозернистые пески, кварц-глауконитовые и кварцитовидные сливные и известковистые песчаники. В депрессиях они обычно налегают друг на друга, часто образуя единую водоносную толщу с аллювиальными нижнемеловыми песками. На отдельных участках вдоль восточного склона Урала, где талицкая свита сложена водоносными песчаниками, с ними объединяется и водоносный горизонт серовской свиты палеогена. Особенностью водоносного комплекса верхнемеловых отложений является тонкозернистый состав кварц-слюдистых песков, в которых фракция с размером зерен от 0,25 до 0,05 *мм* составляет 38—68%. Будучи насыщены водой, они обладают исключительной подвижностью и способны годами выноситься из фонтанирующих скважин, местами вызывая оседания кровли водоносного горизонта. Лучшая водоносность наблюдается в осевых зонах депрессий, где мощность водоносных пород повышается и они представлены более сортированными песками. В бортах депрессии увеличивается содержание глинистого материала.

Ряд депрессий под влиянием позднейших тектонических процессов приподнят над остальными и в значительной степени отпрепарирован эрозией. Водоносные пески и песчаники сохранились лишь в наиболее глубоких участках среди выходов палеозойских пород складчатого Урала. Таковы Замарайская и Каквинская депрессии в районе г. Серова. Первая из них видна в крайней западной части разреза по линии $A—A_1$ (см. рис. 49, 53). Такой же характер имеет депрессия у г. Коркино, где она известна под названием водоносного участка «Западный мел». Водоносные породы в них перекрываются аргиллитами или бейделлитовыми глинами палеогена, вследствие чего подземные воды имеют напорный характер, и в центральных участках депрессий наблюдается самоизлив воды из скважин. Глубина залегания водоносных отложений в каждой депрессии различна и изменяется от 10—40 до 130 *м*. Мощность водоносных песков и песчаников находится в пределах 10—70 *м*. Водоотдача скважин разнообразна. Удельный дебит колеблется от тысячных долей до 7 *л/сек* и более. Дебит отдельных скважин из песков и песчаников верхнего мела Замарайской депрессии достигал при самоизливе 30 *л/сек*. Высокая водоотдача горизонта в отдельных случаях не соответствует его ресурсам, вели-

чина которых зависит от условий их восполнения и размеров депрессий. Так, в Каквинской депрессии, площадь которой 25—30 *км*^{2}, суммарный дебит двух скважин превышал 38 *л/сек* при понижении уровня на 12,7 *м*. Однако общие запасы подземных вод были определены только в 32 *л/сек* вследствие ограниченного восполнения.

Отличительной чертой указанных депрессий является питание водоносного горизонта не только за счет *инфильтрации атмосферных* осадков в местах его выхода на поверхность, но и в значительной мере за счет притока подземных вод из палеозойских пород складчатого Урала. Нередко второй источник питания преобладает, и тогда химический состав подземных вод меловых отложений соответствует составу трещинных вод фундамента. Примером является Каквинская депрессия, где гидрокарбонатный магниевый состав подземных вод обусловливается притоком трещинных вод с Кольского и Вагранского серпентинитовых массивов.

Высокое гипсометрическое положение депрессий способствует хорошему водообмену горизонта, вследствие чего подземные воды всюду пресные с минерализацией порядка 0,2—0,6 *г/л*, гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого или гидрокарбонатного магниевого реже гидрокарбонатного натриевого состава типа

$$M_{0,58}\,\frac{HCO_3\,57\ SO_4\,25\ Cl\,8}{Ca\,47\ Mg\,34\ (Na+K)\,19};\qquad M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,86\ Cl\,8\ SO_4\,6}{Mg\,82\ Ca\,14\ (Na+K)\,4}.$$

Вторая группа депрессий имеет значительно большие размеры и располагается вдоль подножия восточного склона Урала в области сплошного покрова мезо-кайнозойских осадков. Они, по-видимому, не были приподняты вертикальными тектоническими движениями, а вероятнее всего испытали опускания. Таковы, например, Сосьвинская депрессия в районе г. Серова. С запада она примыкает к тектоническому уступу, по которому верхнемеловые водоносные отложения опущены на 150—200 *м* ниже, чем в Каквинской депрессии. С востока ограничена Шалашинским поднятием, где верхнемеловые водоносные отложения выклиниваются и далее на восток фациально замещаются мощной водоупорной толщей глин и аргиллитов.

Большинство других депрессий приурочено к эрозионно-тектоническим впадинам в рельефе фундамента, в которых в нижнемеловое время происходило отложение аллювиальных осадков (см. рис. 49). Такими являются Ерзовская депрессия, расположенная у одноименной станции железной дороги Сосьва — Алапаевск; Ялунинская — к западу от г. Камышлова; Черноскутовская и Мясниковско-Талицкая — восточнее г. Каменска-Уральского; Сугоякская — фиксируемая скважинами вдоль р. Течи, между поселками Муслюмово и Ветродуйка и др. Почти все они вытянуты в меридиональном или близком к нему направлении, имеют асимметричное строение, с пологим западным и более крутым восточным бортами. Последний нередко переходит в валообразные поднятия. Отмеченный характер строения депрессий обусловливает выход водоносных пород на поверхность в западном борту и постепенное погружение на восток до глубины порядка 150—170 *м* в центре ее.

Литологический состав и мощность водоносных пород в общих чертах аналогичны предыдущим. Каждая из второй группы депрессий отличается друг от друга лишь по соотношению прослойков песков и песчаников. Сверху водоносные породы перекрываются водоупорными маастрихт-датскими аргиллитами, мергелистыми аргиллитами и мергелями, вследствие чего подземные воды имеют напорный характер. При вскрытии их в речных долинах отмечается самоизлив воды из

скважин. На междуречных водоразделах пьезометрический уровень большей частью находится на глубине от 0 до 10 *м*, редко 15—20 *м*.

Водоносность комплекса крайне неравномерна. Минимальные значения удельного дебита скважин от тысячных долей до 0,5—1,0 *л/сек* наблюдаются на крыльях депрессий и в купольной части поднятий. Максимальный удельный дебит до 7,0 *л/сек* приурочивается к осевым зонам депрессий, где наибольшая мощность водоносных осадков и лучшая их сортированность. Дебит отдельных скважин Мясниковско-Талицкой депрессии достигал 46—49 *л/сек* при понижении уровня на 11,9—18,7 *м*; Сугоякской — 17,3 *л/сек* при понижении на 2,49 *м*.

Питание подземных вод депрессий в отличие от предыдущей группы происходит главным образом путем инфильтрации атмосферных осадков на выходах водоносных пород на поверхность. Приток подземных вод из палеозойских пород незначительный или совершенно отсутствует. Условия циркуляции и водообмена резко замедленные, так как разгрузка их сильно затруднена. Водоносные породы восточнее области питания речными долинами непосредственно не вскрываются. Выход подземных вод возможен через вышележащие водоносные горизонты над валообразными выступами фундамента или над зонами региональных разломов. О существовании таких путей дренирования свидетельствуют многочисленные источники в долинах рек Сосьвы, Пелыма и Тагила, принадлежность которых к верхнемеловым водоносным отложениям устанавливается по высокой минерализации и хлоридному натриевому химическому составу, резко отличающему их от гидрокарбонатных подземных вод опокового горизонта. В южной части Мясниковско-Талицкой и западной — Ерзовской депрессий, где водоносные горизонты залегают на небольшой глубине или выходят на поверхность, подземные воды имеют минерализацию менее 0,3 *г/л* и гидрокарбонатный кальциевов-магниевый состав следующего типа:

$$M_{0,15-0,3}\,\frac{HCO_3\,94\ Cl\,4\ SO_4\,2}{Ca\,61\ Mg\,25\ (Na+K)\,14}.$$

По мере погружения оси депрессий и увеличения глубины залегания водоносных пород минерализация возрастает с переходом химического состава в гидрокарбонатный натриевый тип

$$M_{0,3-1,5}\,\frac{HCO_3\,81\ Cl\,17\ SO_4\,2}{(Na+K)\,92\ Ca\,4\ Mg\,4}.$$

В отдельных депрессиях или их участках возрастание минерализации подземных вод сопровождается увеличением сульфатов, и они приобретают сульфатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый состав типа

$$M_{1,44}\,\frac{SO_4\,41\ Cl\,32\ HCO_3\,27}{(Na+K)\,40\ Ca\,31\ Mg\,29}.$$

Дальнейшее увеличение минерализации и изменение химического состава на хлоридный натриевый происходит на более коротких расстояниях и сопровождается резким уменьшением сульфатов. В этой переходной зоне подземные воды имеют преимущественно следующий состав:

$$M_{1,5-3,0}\,\frac{Cl\,80\ HCO_3\,19\ SO_4\,1}{(Na+K)\,87\ Ca\,8\ Mg\,5}.$$

При концентрации солей в 3 *г/л* почти все воды имеют хлоридный натриевый бессульфатный состав.

Граница подземных вод с высокой минерализацией территориально близка к границе распространения нижнемеловых морских осадков,

на площади развития которых изменяются также и условия залегания верхнемеловых водоносных пород. Образование их происходило в более глубоководном, чем на западе, морском бассейне, при сильно сглаженном рельефе, так как глубокие депрессии в поверхности фундамента были к этому времени в значительной степени заполнены нижнемеловыми морскими осадками. Отложение водоносных песков и песчаников федюшинской и камышловской пачек неоднократно сменялось здесь образованием мощных толщ глин и аргиллитов ганькинской и славгородской свит, в результате чего они оказались гидравлически разобщенными на ряд горизонтов. Кроме того, зернистость и сортированность песков и песчаников в направлении на восток становилась все более тонкой, в них увеличивалось содержание глинистого материала и вся толща верхнемеловых пород превращалась постепенно в региональный водоупор. Дебит скважин из таких горизонтов значительно меньше, чем в депрессиях. О его размерах и глубине залегания водоносных пород дает представление табл. 7. В одних местах,

Таблица 7

Характерные дебиты скважин, вскрывших воды верхнемеловых отложений в восточной части Тобольского артезианского бассейна

Номер и местоположение скважины	Глубина залегания водоносных пород, *м*	Глубина статического уровня, *м*	Дебит *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Скв. 154, в пос Маян Талицкого района Свердловской области	236—241	Излив	Незначительный	
То же	304—347		1,0	
Скважина в 15 *км* северо-восточнее г. Туринска	446—477	+46	0,2	46
Скв 144, в 19 *км* СЗ д. Унже-Павинская правый берег р Тавды	310—420	+40	Незначительный	40
Скв 168, в 8 *км* ЮЮЗ от с Введенское Курганской области	330	+12,5	3,5	12,5
Скв. 173, на курорте Оз Горькое Курганской области	184—252	12,3	0,6	37,0

Примечание Цифра с плюсом обозначает высоту пьезометрического уровня выше поверхности земли

как например, в скважине пос. Маян Талицкого района, водоносные породы группируются в несколько, чаще две-три слоистые пачки, в других вся толща верхнемеловых пород представляет собой неравномерное переслаивание песков, песчаников, глин, аргиллитов и алевролитов. При таком литологическом составе и глубине залегания подземные воды находятся в условиях застойного режима и медленного векового движения. Минерализация их изменяется от 3 до 19,5 *г/л*. По химическому составу они принадлежат к группе хлоридных натриевых бессульфатных типа

$$M_{3-19,5}\,\frac{Cl\,98\ HCO_3\,2}{(Na+K)\,89\ Ca\,7\ Mg\,4}.$$

Водоносный комплекс отложений нижнего мела — Cr_1

Нижнемеловые и сеноманские морские осадки уватской, ханты-мансийской и викуловской свит в пределах Зауралья занимают в рельефе фундамента восточные пониженные районы. Западная граница их распространения отстоит на 70—100 *км* восточнее выходов дислоциро-

ванных пород Урала и лишь вдоль тектонического уступа Ивдель — Серов они вплотную подходят к нему.

Кровля апт-сеноманских морских осадков у западной границы их распространения залегает глубже современного вреза речной сети на 250—330 *м* и имеет абсолютные отметки от —75 до —250 *м* На востоке и северо-востоке, в пределах Ханты-Мансийской впадины, она погружается на глубину порядка 600—800 *м* до абсолютных отметок —750 *м* Положение этих пород в плане и разрезе показано на рис. 54.

Литологический состав названных выше свит примерно однотипен. Несколько отличается ханты-мансийская свита, состоящая почти исключительно из глинистых пород. Остальные свиты сложены переслаивающейся толщей аргиллитов, алевролитов, глин, алевритов, песков и песчаников. Водоносными среди них являются слоистые пачки тонкозернистых песков и песчаников с отдельными маломощными прослоями глин и аргиллитов. Эти пачки то сравнительно равномерно чередуются с аргиллитами и алевролитами, оставаясь гидравлически связанными между собой, то отделяются друг от друга мощными (более 100 *м*) толщами аргиллитов и алевролитов, образуя гидравлически изолированные водоносные горизонты. Количество таких горизонтов увеличивается в соответствии с возрастанием глубины залегания нижнемеловых отложений с запада на восток и северо-восток Подземные воды в них находятся в условиях замкнутого режима с практически полным отсутствием взаимосвязи с поверхностью. Слабая взаимосвязь, по-видимому, возможна только для водоносных пачек альб-сеномана в местах, где в морской бассейн этого времени впадали древние речные долины, выполненные аллювиальными отложениями, а также на севере вдоль тектонического уступа. Для водоносных пачек апта и готерив-баррема связь с поверхностью еще более затруднена, так как граница морской трансгрессии этого времени проходит значительно восточнее и они перекрываются мощной толщей водоупорных аргиллитов ханты-мансийской свиты

Отмеченные условия залегания подземных вод обусловливают выделение нижней гидродинамической зоны, отличающейся от всех вышележащих водоносных горизонтов и комплексов В ней прежде всего изменяется состав растворенных газов, среди которых преобладает метан, а окислительная среда сменяется восстановительной. Внутреннее давление газов увеличивает пьезометрический уровень, вследствие чего почти все скважины фонтанируют Температура подземных вод повышенная и достигает 57° С.

Закономерности изменения водоносности разных пачек и пластов еще недостаточно изучены, так как они вскрыты небольшим количеством глубоких скважин Кроме того, в пределах Зауралья они слагают сравнительно небольшую окраинную часть водоносного комплекса, развитого на огромной территории Западно-Сибирской низменности, где многие характерные черты проявляются значительно рельефнее и полнее Представление об условиях водоносности этого комплекса пород до некоторой степени можно составить по данным табл 8, где подобраны скважины, расположенные по двум широтным профилям $А—А_1$ и $Б—Б_1$ (см рис 54)

Дебит скважин при самоизливе изменяется от незначительного до 80 *л/сек* (Туринская опорная скважина), а удельный дебит от тысячных до нескольких десятых долей литра в секунду и лишь в отдельных случаях превышает 1 *л/сек*. В одних скважинах наибольшей водоносностью обладает верхняя пачка, в других — вторая или третья. Почти все приведенные замеры дебитов выполнены в первое время после вскрытия водоносных пород Данные длительных режимных на-

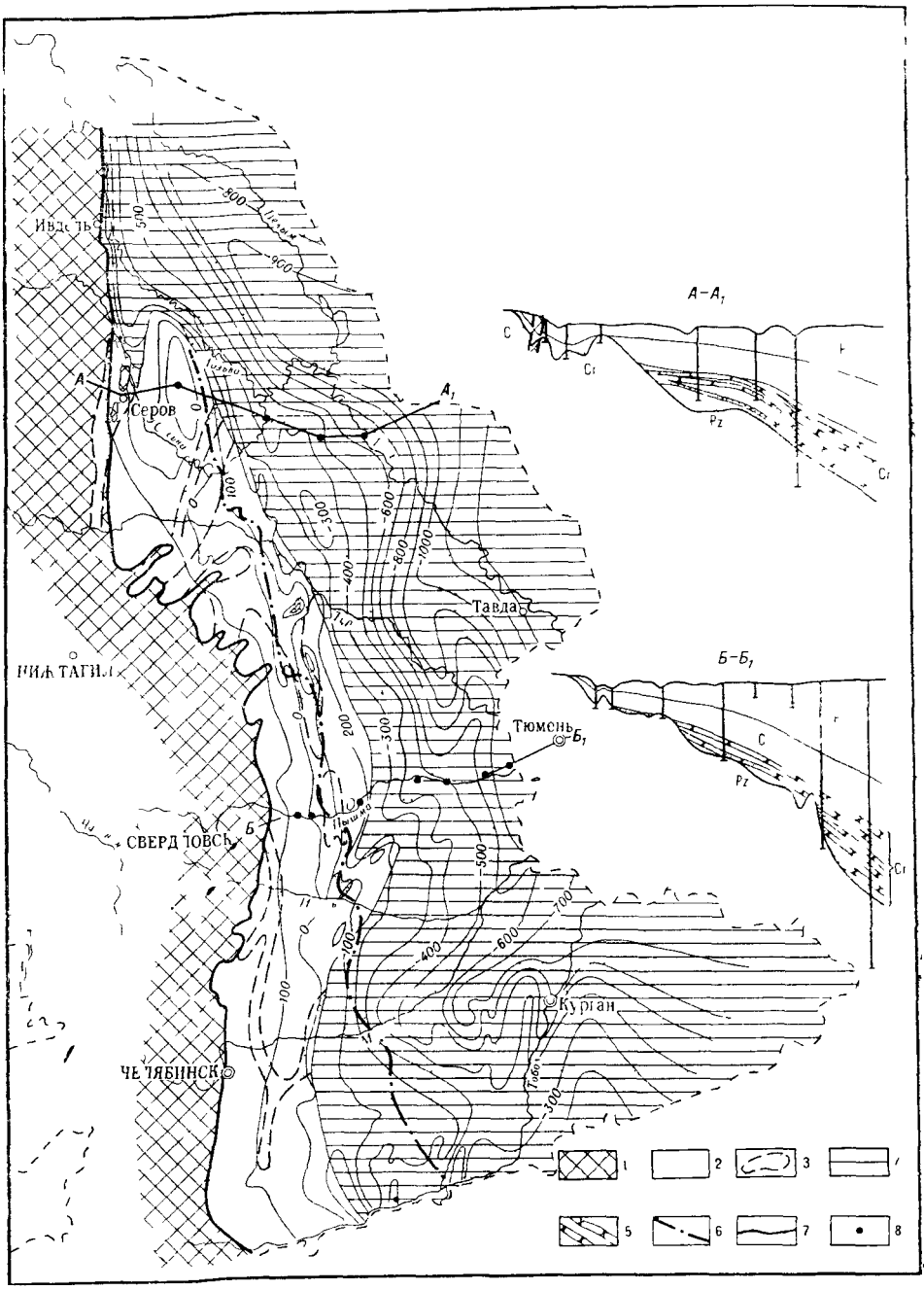


Рис. 54. Гидрогеологическая схема нижнемеловых отложений Зауралья Составил В. И. Антипин

1 — область распространения водоносных комплексов зон трещиноватости складчатого Урала, *2* — область нижнемелового континентального выветривания палеозойских пород фундамента Воды распространены в зоне выветривания и локальных трещинных зонах, *3* — реликты нижнемеловых и сеноманских речных долин, выполненных водоносными аллювиальными отложениями (синарская и мысовская свиты); *4* — область распространения водоносного комплекса отложений нижнего мела (киялинская, викуловская, ханты-мансийская и уватская свиты); *5* — положение водоносного комплекса отложений нижнего мела в разрезах по линиям: *А—А*$_1$ и *Б—Б*$_1$, *6* — восточная граница распространения подземных вод в нижнемеловых отложениях с минерализацией менее 3 *г/л*, *7* — горизонтали поверхности погребенного складчатого фундамента, *8* — скважины

Таблица 8

Характерные дебиты скважин, температура и минерализация воды в водоносных породах нижнемеловых отложений

№ скв. по каталогу и карте	Местоположение скважины и ее номер по первичным материалам	Глубина залегания водоносных пород, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*	Температура воды, °С	Минерализация воды, *г/л*
140	с. Гари Свердловской области	312—340	0,22	—	6,2	—
		353—370	0,25	—	6,2	4,6
		430—475	7,10	—	17,8	8,0
142	пос. Андрюшино Гаринского района Свердловской области	352—373	1,5	—	7,6	8,2
		390—450	5,0	—	11,2	8,8
141	д. Кузнецово Гаринского района Свердловской области, скв. 1-р	620—622	0,4	0,01	45,0	13,7
		710—718	0,2	0,02	48,5	15,9
		808—836	16,2	0,40	54,0	16,9
		843—877	6,5	0,19	56,8	16,4
160	К югу от г. Шадринска Курганской области	348—356	1,6	0,16	—	5,0
154	пос. Маян Талицкого района Свердловской области	375—390	10,0	—	—	9,4
		450—459	45,0	—	—	—
		470—474	45,0	—	36,5	16,2
		480—485	—	—		
153	д. Мальцево Тугулымского района Свердловской области, скв. 3-р	777—802	7,09	0,30	28,0	10,2
		826—842	0,70	0,03	44,0	9,5
		855—861	1,36	0,07	47,0	8,4
		877—881	—	—	38,0	7,4

блюдений в пределах рассматриваемой территории отсутствуют. Между тем при сработке внутреннего пластового давления газов и ресурсов подземных вод следует ожидать постепенного, но значительного снижения их расхода.

Минерализация подземных вод более высокая, чем в вышележащих водоносных горизонтах и комплексах, и находится в пределах 4,3—17,9 *г/л*. Только в скв. 137, пробуренной в долине р. Пелым у пос. Юрты Сабянина, сумма растворенных солей в водах нижнемеловых морских отложений падает до 1,08 *г/л*, что, вероятно, связано с притоком с Урала более пресных вод по глубоким тектоническим разломам в фундаменте. Обычно увеличение минерализации подземных вод происходит с запада на восток и северо-восток, а также от верхних водоносных пластов и пачек к нижним, что отчетливо можно видеть и из табл. 8. В зонах тектонических разломов эта закономерность нарушается. Так, в Мальцевской скв. 153 минерализация подземных вод от верхних пластов к нижним падает с 10,2 до 7,4 *г/л* без изменения типа химического состава. В упомянутой скважине у пос. Юрты Сабянина содержание солей в подземных водах нижних пластов на глубине 856—912 *м* равно 1,08 *г/л*; на глубине 778—790 *м* увеличивается до 1,6 *г/л*, а на глубине 710—712 *м* до 1,9 *г/л*. В нижних пластах подземные воды имеют следующий химический состав, характерный для переходной зоны от свободного водообмена к застойному режиму:

$$M_{1,08}\frac{Cl\,59\ HCO_3\,41}{(Na+K)\,42\ Mg\,30\ Ca\,28}.$$

В верхнем пласте состав меняется на еще более резко выраженный хлоридный натриевый, типичный для зон замедленной циркуляции

$$M_{1,9}\frac{Cl\,76\ HCO_3\,24}{(Na+K)\,95\ Mg\,3\ Ca\,2}.$$

Близкий к этому химический состав подземных вод наблюдается почти на всей площади распространения водоносного комплекса В них только еще больше увеличивается содержание хлористого натрия, достигающее местами 93%. В отдельных пластах в составе подземных вод отмечается повышенное содержание кальция и воды приобретают хлоридный кальциево-натриевый тип Примером могут служить воды, вскрытые скважиной в пос Андрюшино на глубине 352—373 *м*, имеющие состав

$$M_{7,4}\,\frac{Cl\,96\;HCO_3\,4}{Ca\,68\;(Na+K)\,28\;Mg\,4}.$$

В микрокомпонентном составе подземных вод содержится йод от 4,27 до 17 *мг/л*; бром от 17 до 54 *мг/л*. В отдельных скважинах в воде определено содержание нафтеновых кислот в количестве от 0,6 до 2,3 *мг/л* Промышленного скопления метана в водах нижнемеловых морских отложений в зауральской части бассейна не обнаружено

Водоносный комплекс угленосных отложений триаса — юры (hT — J)

После главной фазы Уральского тектогенеза, начиная с верхнего карбона и до мелового периода, в Зауралье господствовал континентальный режим В конце перми и начале триаса произошли крупные вертикальные движения, сопровождавшиеся образованием линейно вытянутых разломов, горстов, грабен-впадин, эрозионно-тектонических депрессий с проявлением вулканической деятельности Один из наиболее крупных глубинных разломов. Анохинско-Челябинский, протягивается вдоль почти всей западной окраины Зауралья В районе рек Синары и Исети от этого разлома ответвляются два· Черноскутовско-Бичурский и Красногвардейский С ними связано образование Анохинской, Буланаш-Елкинской, а на севере — Бичурской и Еланской грабен-впадин Вдоль долины рек Синары и Исети, через г Катайск в направлении на г Курган проходит субширотный региональный разлом. От него отходят более мелкие меридиональные разломы, с которыми связано образование ряда депрессий, выполненных вулканогенно-осадочными породами (рис. 55). К югу на продолжении Анохинско-Челябинского глубинного разлома образовалась Челябинская грабен-впадина, южным окончанием заходящая в пределы восточного склона Урала Восточнее ее, в бассейне р Уй, отмечается ряд параллельных меридиональных впадин На севере, в районе г Карпинска, в пределах восточного склона Урала располагаются еще две грабен-впадины, Волчанская и Богославская. Все грабен-впадины и депрессии имеют, как правило, большую глубину (до 3 *км*), очень малую ширину, большей частью не превышающую 5—7 *км*, и значительную протяженность, достигающую 200 *км*

Образовавшиеся тектонические впадины заполнялись первоначально вулканогенными породами базальтами, андезитами, липаритами и частично обломочным материалом, поступающим с бортов депрессий В среднем триасе вулканическая деятельность почти полностью прекращается и в них накапливаются исключительно обломочные и глинистые осадки. В первую стадию седиментации сносился грубообломочный материал с крутых склонов, приведший к образованию краевых зон, известных в Буланаш-Елкинской грабен-впадине под наименованием пестроцветной толщи, а в Челябинской,— песчано-конгломератовой свиты Они слагаются переслаивающимися пластами конгломератов, песчаников, песков и галечников с подчиненными пла-

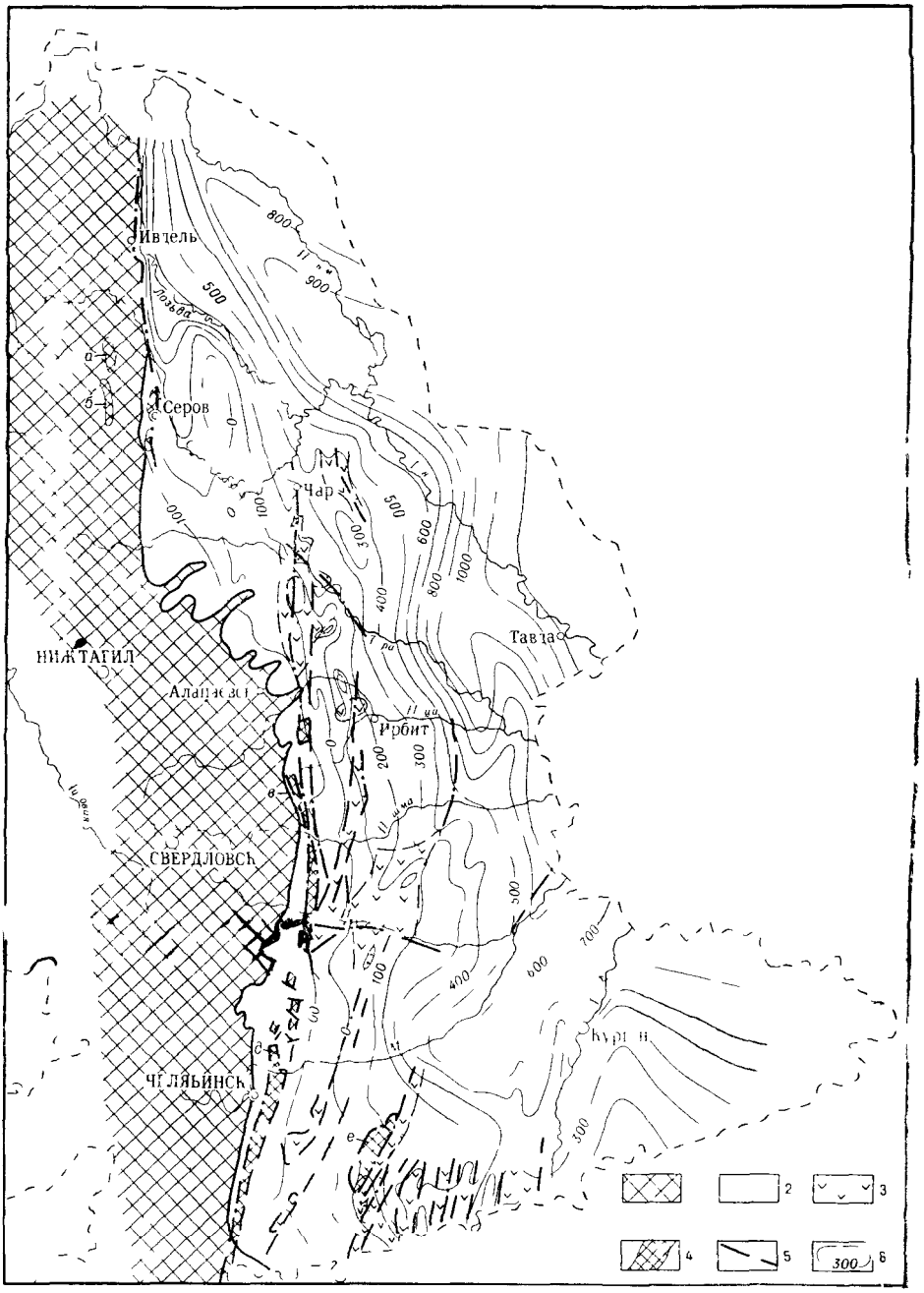


Рис 55 Схема распространения нижнемезозойских водоносных комплексов Тобольского артезианского бассейна Составил В И Антипин

1 — область распространения грунтовых вод зон трещиноватости складчатого Урала *2* — область распространения подземных вод зон трещиноватости фундамента *3* — эрозионно тектонические и тектонические впадины выполненные слабо водоносными триас юрскими эффузивно осадочными породами *4* — грабен впадины выполненные водоносным комплексом континентальных угленосных триас юрских отложений *а* — Волчанская *б* — Богословско Веселовская *в* — Буланаш Елкинская, *г* — Анохинская *д* — Челябинская *е* — Юламановская *5* — главнейшие нижнемезозойские глубинные разломы *6* — горизонтали поверхности погребенного фундамента

стами аргиллитов и алевролитов. Характерным для всей толщи является отсутствие сортировки материала. По мере заполнения депрессий в центральной их части происходило отложение тонкоотмученного аллювиального материала продуктивной угленосной свиты. В ней преобладают глинистые породы: глины, аргиллиты и алевролиты. Пласты конгломератов, песчаников, песков и бурого угля имеют подчиненное значение. Литологический состав свиты по простиранию и в вертикальном разрезе крайне невыдержанный.

В киммерийскую фазу складчатости триас-юрские отложения были смяты в серию брахисинклинальных складок, располагающихся цепочкой вдоль простирания грабен-впадин. Породы внутри брахисинклиналей осложнены более мелкой складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. Вулканогенные породы менее дислоцированы и в них наблюдаются только незначительные разрывы. Вертикальными тектоническими движениями брахисинклинали были приподняты или опущены на различную высоту, вследствие чего в них сохранились от эрозионного разрушения и выведены на поверхность различные толщи. В результате киммерийских дислокаций триас-юрские отложения консолидировались с палеозойскими породами и образуют с ними складчатый фундамент Зауралья. Однако от палеозойских пород они отличаются более простым тектоническим строением и незначительной степенью метаморфизации пород. С гидрогеологической точки зрения их следует рассматривать как один из водоносных комплексов фундамента.

Водоносность вулканогенных пород: базальтов, андезитов, липаритов и других изучена мало. Имеющиеся отрывочные сведения по отдельным скважинам свидетельствуют о содержании в них незначительного количества подземных вод. По-видимому, несколько лучшей водоотдачей будут обладать зоны тектонических нарушений, но затрудненные условия восполнения ограничивают их общие ресурсы.

Среди континентальных осадочных пород водоносными являются пласты конгломератов, песков, песчаников и бурых углей, а в отдельных участках и алевролиты. В связи с частой перемежаемостью пластов, фациальной их изменчивостью и наличием гидравлической связи между отдельными водоносными пластами вся толща может рассматриваться как единый сложно построенный водоносный комплекс. В крыльях брахисинклиналей, где наблюдается выход водоносных пород на поверхность, подземные воды имеют свободный уровень. По мере погружения пластов к осевой части синклиналн заключенные в них воды приобретают напор, величина которого соответствует глубине залегания. При вскрытии их скважинами пьезометрический уровень устанавливается на одной абсолютной высоте независимо от глубины залегания водоносных пород. Глубина пьезометрического уровня изменяется от 1,0 до 12,0 *м*, а в речных долинах нередко наблюдается самоизлив. В местах, где триас-юрские породы перекрываются верхнемеловыми или палеогеновыми отложениями, пьезометрический уровень устанавливается общий для всех этих комплексов.

Водоносность триас-юрских отложений весьма неравномерна. Удельные дебиты скважин изменяются от тысячных долей до 3,5 *л/сек* и более. Размеры водоносности зависят от соотношения между водоносными и безводными породами, а также от условий питания. В приподнятых брахисинклиналях к поверхности выведены нижние свиты, сложенные более грубообломочным водопроницаемым материалом, вследствие чего водоотдача в них больше, чем в опущенных брахисинклиналях, верхняя часть которых выполнена преимущественно глинистыми безводными осадками. С увеличением глубины залегания часто наблюдается уменьшение водоотдачи пород. Так, например, в Була-

наш-Елкинской впадине средний удельный дебит пород в верхней части равен 0,66—1,02 *л/сек*, а на глубине 400 *м* он составляет 0,012—0,036 *л/сек*.

Высокая водоносность отмечается в зонах дизъюнктивных нарушений, вскрытие которых горными выработками нередко сопровождается внезапными резкими увеличениями притоков воды. Особенно водообильны зоны тектонических разрывов, захватывающие одновременно с триас-юрскими и сильно водоносные палеозойские породы, слагающие борта и ложе грабен-впадин. На Богословском руднике при вскрытии такого нарушения, связанного с сильно закарстованными известняками, первоначальный приток в угольный разрез достигал 3500 $м^3/ч$. В дальнейшем после сработки статических запасов приток сильно сократился, но все же оставался большим. В период 1962—1965 гг. общий среднемесячный водоотлив из карьера был в пределах 1300—1600 $м^3/ч$.

Питание подземных вод триас-юрских отложений Зауралья происходит главным образом за счет притока вод из перекрывающих палеогеновых и меловых пород, которые определяют и размер их водоносности. На Буланашском буроугольном месторождении, где кремнистые опоки серовской свиты сильно обводнены, наблюдаются и наиболее высокие притоки в горные выработки. При пересечении водоносных опок стволом шахты Буланаш 4 приток воды достигал 450—475 $м^3/ч$. Общий же приток воды из угленосных отложений всего шахтного поля в период 1946—1964 гг. изменялся в пределах 500—1037 $м^3/ч$.

По Челябинскому буроугольному бассейну, где мощность и водоносность перекрывающих палеогеновых опок небольшая, притоки подземных вод в отдельные шахты незначительны. Так, по капитальной шахте 16 Северной группы копей приток колебался по сезонам года от 24,4 до 48,6 $м^3/ч$. Приток воды в капитальные шахты Злоказово-Тугайкульской группы изменялся от 58,3 до 428 $м^3/ч$. В этих же пределах находятся притоки в шахты и на других месторождениях данного бассейна.

Залегание триас-юрских отложений в глубоких тектонических депрессиях фундамента, их брахисинклинальная структура и сильная фациальная изменчивость затрудняют сток подземных вод. Водообмен, различный по своей интенсивности даже в пределах одной грабен-впадины, отмечается лишь в верхней части, до глубины 100—150 *м*. Ниже он постепенно затухает и воды находятся в условиях полузамкнутого застойного режима, что находит отражение в химическом составе подземных вод.

В таких депрессиях, как Богословская, Волчанская и Буланаш-Елкинская, где водоносные породы либо непосредственно дренируются речной сетью, либо через покровный комплекс или борта депрессий, подземные воды имеют небольшую минерализацию — порядка 0,25—0,60 *г/л* и следующий гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав:

$$M_{0,25}\,\frac{HCO_3\,91\ SO_4\,6\ Cl\,3}{Ca\,56\ Mg\,36\ (Na+K)\,8}.$$

В Челябинском буроугольном бассейне на Козыревском и Камышинском месторождениях наблюдается постепенное возрастание минерализации подземных вод с увеличением глубины залегания водоносных пластов. Так, например, гидрогеологическая скважина Козыревского месторождения вскрыла в интервале глубин 10—87 *м* гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,34 *г/л*, в интервале

глубин 87—129 *м* минерализация возросла до 1,43 *г/л*, а на глубине 129—157 *м* достигла 1,72 *г/л* и вода имела следующий состав

$$M_{1,7}\,\frac{Cl\ 73\ HCO_3\ 14\ SO_4\ 13}{(Na+K)\ 72\ Mg\ 16\ Ca\ 12}$$

На Злоказово-Тугайкульской и Южной группе копей минерализация подземных вод возрастает до 2,0—6,65 *г/л*

Особенно высокая концентрация солей в подземных водах отмечается на Еманжелинском месторождении Геоморфологически оно приурочено к бессточной котловине оз Бол Сарыкуль, аккумулирующей весь поверхностный и подземный сток района Минерализация подземных вод в угленосных породах достигает 20,0—42,0 *г/л* при следующем химическом составе

$$M_{20,0}\,\frac{Cl\ 80\ SO_4\ 18\ HCO_3\ 2}{(Na+K)\ 48\ Mg\ 36\ Ca\ 16}.$$

В целом для сильно минерализованных подземных вод триас-юрских отложений характерно высокое содержание сульфатов и магния Последний нередко преобладает над кальцием

Водоносный комплекс нерасчлененных пород силура — девона — S — D

Породы фундамента вскрыты небольшим числом скважин, особенно в восточных районах, где они залегают на большой глубине, вследствие чего гидрогеологические условия их практически не изучены Отрывочные сведения, полученные по скважинам, позволяют судить, что фундамент сложен преимущественно палеозойскими вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами, по составу и строению однотипными с восточным склоном Урала Здесь также выделяется верхняя водоносная зона выветривания, имеющая широкое площадное распространение Как на Урале, более высокая водоотдача отмечается в погребенных массивах закарстованных известняков и зонах тектонических нарушений, обновленных более поздними радиальными движениями

По гидродинамическим условиям и восполнению запасов подземных вод фундамента всю территорию можно разделить на две неравные части — меньшую, западную, и большую, восточную Западная часть протягивается полосою шириной 50—75 *км* и соответствует области нижнемелового континентального выветривания и размыва (см рис 54) Покровный комплекс осадков, развитый в этой полосе, имеет прибрежный характер со значительным содержанием водоносных пород и сравнительно небольшую мощность Поэтому подземные воды в породах фундамента хотя и имеют несколько затрудненные условия питания, но не утратили связи с поверхностью и их можно отнести к верхней гидродинамической зоне Они имеют напорный уровень, устанавливающийся обычно на глубинах 3—15 *м* В речных долинах часто наблюдается самоизлив воды из скважин, а на водораздельных участках он опускается до 25—30 *м* Водоносность палеозоиского комплекса пород, как и на Урале, весьма неравномерна и изменяется в широких пределах Удельные дебиты скважин колеблются от тысячных долей до 3—5 *л/сек*, а в отдельных местах закарстованных известняков превышают 10 *л/сек*

Большая водоотдача часто не соответствует условиям восполнения Так, на Травянском участке, в районе г Каменска-Уральского, при пробно-эксплуатационных откачках из известняков, прикрытых

сверху меловыми и палеогеновыми осадками мощностью до 100 *м*, из шести скважин одновременно отбиралось до 240 *л/сек* воды, но при резко прогрессирующем понижении, обусловленном отсутствием восполнения, общие запасы были утверждены в количестве 40 *л/сек*. Воды западной части фундамента пресные или солоноватые с минерализацией, обычно не превышающей 3,0 *г/л*. По химическому составу в них наблюдаются все переходы от гидрокарбонатных кальциевых к хлоридным натриевым.

В восточной части палеозойские породы непосредственно перекрываются нижнемеловыми морскими осадками, среди которых преобладают мощные толщи водоупорных аргиллитов, алевролитов и глин. Поэтому связь подземных вод с поверхностью здесь практически невозможна.

К нормальному гидростатическому давлению в этих горизонтах добавляется парциальное давление растворенных газов, вследствие чего при вскрытии водоносного комплекса скважинами наблюдается самоизлив подземных вод, независимо от того, расположена скважина в долине реки или на водоразделе. Высота напора над поверхностью земли местами превышает 55 *м*, а чаще колеблется в пределах 10—30 *м*. Водоносность палеозойского комплекса в этой части Зауралья значительно меньше, чем в западной, и также весьма неравномерна. Удельные дебиты скважин изменяются от тысячных до десятых долей литра в секунду, дебиты единичных скважин на самоизлив достигают 3,5—6,0 *л/сек*.

Воды соленые с минерализацией от 6,0 до 17,3 *г/л*, хлоридные натриевые следующего состава:

$$M_{6,0-17,3}\frac{Cl\ 99\ HCO_3\ 1}{(Na+K)\ 90\ Ca\ 7\ Mg\ 3}.$$

Глава V

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Накопленный фактический материал по подземным водам позволяет достаточно четко определить основные условия их формирования. Они предопределены геолого-структурными условиями, сложившимися на протяжении геологической истории развития регионов, морфологией земной поверхности и климатическими особенностями. Для платформенных структур большое влияние имела палеогеографическая обстановка, господствовавшая в момент отложения водоносных пород. Чтобы оценить значение этих факторов в каждом из трех структурно-геологических и гидрогеологических регионов, входящих в пределы описываемой территории, необходимо рассмотреть формирование подземных вод в каждом из них по основным элементам: питанию, стоку, режиму, гидродинамике и гидрохимии.

1. УСЛОВИЯ ПИТАНИЯ, СТОКА, РАЗГРУЗКИ И РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основным источником поступления воды в водоносные горизонты раскрытых и полураскрытых структур являются атмосферные осадки. Роль конденсационной влаги заметно повышается лишь в пределах крупных горных хребтов, а на остальной территории ее количество в общем объеме питания незначительно.

Для складчатого Урала, где развит единый водоносный комплекс грунтовых вод в экзогенной зоне трещиноватости, область питания совпадает с площадью распространения водоносных пород. Для восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна, который в дальнейшем для краткости будем называть Предуральским, и Тобольского артезианского бассейна, который будем именовать Зауральским, область питания распространяется лишь на площади выхода водоносных горизонтов и комплексов на поверхность. На остальной территории развития горизонтов последние прикрыты сверху более молодыми осадками, затрудняющими инфильтрацию атмосферных вод.

В горноскладчатых районах Урала, где рыхлый покров незначителен или вовсе отсутствует, инфильтрация атмосферных осадков происходит беспрепятственно и контролируется лишь степенью и глубиной развития трещиноватости горных пород. Поэтому в таких районах режим подземных вод непосредственно связан с распределением осадков во времени, и на кривых уровней хорошо выделяются пики, соответствующие весеннему снеготаянию и крупным летне-осенним осадкам, причем сдвиг пиков во времени обычно очень небольшой. Амплитуды годовых колебаний уровня в этих районах зависят главным образом от количества атмосферных осадков. В северных районах с большим количеством осадков они значительно больше, чем в южных засушливых районах.

На склонах в межгорных депрессиях и на равнинных площадях, где развит достаточно мощный рыхлый покров, условия инфильтрации для разных климатических поясов различны. В северной части области, входящей в зону резко избыточного увлажнения, рыхлые породы зоны аэрации вступают в зиму влажными или даже водонасыщенными и при промерзании становятся практически водонепроницаемыми. В то же время при относительно медленном переходе от зимы к лету, происходящем для крайних северных районов в течение 2—2,5 месяцев, и при относительно низких температурах полное оттаивание пород зоны аэрации происходит поздно, уже в период устойчивых положительных температур. Поэтому талые воды не имеют особого значения в питании подземных вод, и режим последних определяется главным образом летне-осенними осадками. В этих условиях на кривых уровней весенний подъем, как правило, отсутствует, а пики, связанные с летне-осенними осадками, более или менее значительно сдвинуты во времени.

В крайней южной части области, с засушливым климатом и резким дефицитом влаги в общем балансе, рыхлые породы зоны аэрации входят в зиму сухими, а сухие мерзлые породы обычно являются хорошо проницаемыми для воды. С другой стороны, высокие летние температуры воздуха, обусловливающие хороший нагрев почв, приводят к быстрому расходованию летних осадков на испарение, и они обычно лишь смачивают поверхность почв, не успевая опуститься до уровня полного водонасыщения. В этих условиях основное питание подземных вод происходит главным образом в долинах мелких рек и логов за счет весеннего снеготаяния и осенних дождей. В режиме подземных вод эти закономерности отражаются высоким подъемом уровней весной и небольшими подъемами осенью. Летние же осадки вызывают повышение уровней только в районах развития весьма хорошо проницаемых пород, например, закарстованных известняков, в которых по существу происходит не инфильтрация, а инфлюация осадков.

На эти основные различия в питании подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, характерные для крайних северных и южных частей области, накладываются как изменения климати-

ческих условий на всем ее протяжении, так и дополнительные факторы, имеющие региональное или местное значение.

Из первых следует отметить характер ландшафтов. Так, в горно-таежных районах весеннее снеготаяние значительно растягивается вследствие постепенного перемещения его на все более высокие отметки. Соответственно увеличивается период весеннего восполнения подземных вод.

Региональное значение имеет и водообмен с речными водами. В горных районах этот водообмен незначителен, так как периоды половодья кратковременны, а зона подпора в условиях горного рельефа

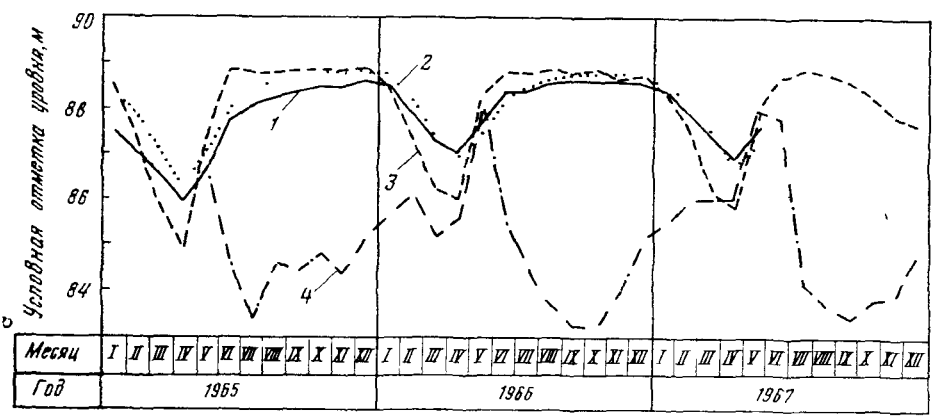


Рис 56. График изменения уровня грунтовых вод в зоне подпора Воткинского водохранилища на р. Каме у д. Еловка. Составил П. П. Латышев

1 — кривая уровня воды в гравийно-галечниковых аллювиальных отложениях Q_3 на расстоянии 0,3 км от водохранилища *2* — кривая уровня воды в тех же отложениях на расстоянии 0,75 км от водохранилища *3* — кривая уровня воды Воткинского водохранилища, *4* — кривая уровня в аллювиальных галечниках поймы р. Камы до заполнения Воткинского водохранилища 1956—1958 гг

распространяется на небольшие расстояния. В пределах же межгорных депрессий и равнин Предуралья и Зауралья речные долины обычно хорошо разработаны, продолжительность паводкового периода увеличивается за счет приточности с большой площади, а более пологий рельеф обусловливает распространение подпора на более или менее значительные расстояния, и, наконец, дополнительно начинает действовать регулирующая способность аллювиальных отложений, а также страниц и пойменных болот. В этих условиях в питании подземных вод начинает заметно сказываться водообмен с речными водами, который особенно усиливается в зоне подпора современных крупных водохранилищ. Здесь режим подземных вод целиком зависит от колебания уровня в водохранилище (рис. 56). Из местных факторов для горных районов получает значение растягивание периода питания за счет ледников и снежников, таяние которых происходит иногда в течение всего лета.

На площадях развития каменных осыпей получает значение конденсация влаги воздуха, особенно в южной половине области, где летом наблюдается резкий перепад дневных и ночных температур. В зимнее же время снег, забивающий крупные полости в осыпях, постепенно тает вследствие повышенной температуры внутри осыпей, и, таким образом, питание подземных вод каменных осыпей происходит в течение всего года. Интересно, что этот фактор действует даже при искусственном образовании соответствующих условий. Так, на бакальских руд-

никах в подошве кварцитовых отвалов, расположенных на глинистых водонепроницаемых отложениях, в течение всего года наблюдаются роднички с расходом до нескольких десятых долей литра в секунду, хотя уровень подземных вод основного горизонта здесь значительно снижен горными работами. В отвалах, расположенных на водопроницаемых отложениях, например на кварцитах, родничков не наблюдается, так как образующийся здесь конденсат инфильтруется в нижележащие породы и, достигая основного водоносного горизонта, подпитывает его.

Следует отметить, что при развитии мелкопористых пород конденсация влаги лишь усиливает вертикальные перемещения почвенных вод, но не увеличивает питания подземных вод.

Для межгорных депрессий большое значение в питании подземных вод имеет подземный сток с окружающих возвышенных площадей. Этому способствует обычно синклинальная структура депрессионных площадей, в связи с чем, а также вследствие развития здесь более мощного рыхлого покрова подземные воды нередко получают напорный характер. Для отдельных водоносных комплексов зон трещиноватости горноскладчатого Урала определенное значение, кроме атмосферного, имеет боковое питание. При меридионально вытянутых структурах на склонах возвышенностей водоносные комплексы имеют различное гипсометрическое положение. Поэтому каждый комплекс, располагающийся гипсометрически ниже, получает питание из комплекса, расположенного выше, а размер этого питания зависит от литологического состава и степени трещиноватости водовмещающих пород. Так, если нижележащий комплекс характеризуется меньшей водообильностью, чем вышележащий, то боковое питание его может быть значительным, поскольку подземный поток в зоне контакта будет иметь подпорный уровень. И наоборот, при бóльшей водообильности нижележащего комплекса размер бокового питания будет определяться фильтрационными свойствами пород вышележащего комплекса в условиях потока с уровнем спада.

Соотношение между размерами атмосферного и бокового питания в последнем случае зависит от площади развития водоносного комплекса, занимающего пониженное гипсометрическое положение. Так, в малых бассейнах трещинно-карстовых вод, особенно связанных с относительно неширокими полосами карбонатных пород (а также для линейных зон повышенной трещиноватости), атмосферное питание сравнительно невелико вследствие малой площади их развития, а боковое питание, происходящее на значительном протяжении контакта и в условиях большой площади прилегающего водоносного комплекса, может быть значительно бóльшим. И наоборот, для крупных бассейнов всегда преобладает атмосферное питание, тем более что в таких условиях в пределах бассейна обычно достаточно развита речная сеть и питание водоносного горизонта усиливается.

В Предуральском и Зауральском бассейнах, содержащих значительное количество этажно расположенных водоносных горизонтов и комплексов, условия питания изменяются в зависимости от их структурного положения в вертикальном разрезе. По этому признаку все горизонты и комплексы можно подразделить на три группы. В первую группу объединены горизонты, занимающие самое верхнее положение в разрезе и содержащие грунтовые местами слабонапорные воды. Питание их атмосферное, область питания совпадает с границами распространения водоносных пород. В Предуралье к ним относятся водоносные аллювиальные отложения и верхние водоносные пласты татарских отложений. В Зауралье к этой группе принадлежат аллювиаль-

ные отложения и водоносные комплексы отложений неогена, среднего и верхнего олигоцена.

Во вторую группу включены водоносные горизонты и комплексы, имеющие выход на поверхность, но на значительной территории, во много раз превышающей площадь их выхода, залегающие под мощной толщей более молодых пород. Прямое атмосферное питание таких горизонтов осуществляется только в местах выхода их на поверхность. На остальной территории восполнение с поверхности затруднено, но в какой-то степени происходит за счет перетекания из выше- и нижележащих горизонтов. В области питания развиты грунтовые воды свободной циркуляции, а с погружением под покров молодых пород приобретают напорный характер. В Предуралье к этой группе принадлежат все водоносные горизонты пермских отложений, а в Зауралье — опоковый горизонт серовской и талицкой свит палеогена и водоносные пласты и пачки верхнемеловых морских и нижнемеловых континентальных отложений.

К третьей группе принадлежат водоносные горизонты и комплексы, которые в настоящее время не выходят на поверхность и ранее на протяжении длительного периода геологической истории развития региона не вскрывались. Они содержат высоконапорные воды, гидравлически изолированные от поверхностных вод. В Предуралье к ним относятся все водоносные горизонты и комплексы, залегающие ниже пермских отложений, а в Зауралье — водоносный комплекс отложений нижнего мела и лежащие ниже воды в кристаллическом фундаменте.

Условия питания первых двух групп водоносных горизонтов и комплексов зависят от ландшафтно-климатических зон, водопроницаемости четвертичного покрова, литологического состава и свойств самих водоносных горизонтов. В северных таежных районах с избыточным увлажнением и сильной заболоченностью грунтовые воды в некарстующихся породах имеют потенциально постоянный источник восполнения запасов за счет поверхностных вод. Годовой ход уровней грунтовых вод имеет здесь плавную кривую без резких пиков. В средних лесостепных районах с умеренно влажным климатом и небольшой заболоченностью территории питание грунтовых вод происходит периодически в период весеннего снеготаяния и летне-осенних дождей. На кривой годового изменения уровней довольно отчетливо вырисовываются сезонные пики поступления атмосферных вод. По времени они более сдвинуты и растянуты, чем на складчатом Урале. В южных районах с сухим жарким климатом так же, как и в пределах горно-складчатого Урала, летние осадки бóльшей частью испаряются, не достигая зоны насыщения. Основное значение в питании грунтовых вод имеет весеннее снеготаяние, что отражается на годовом изменении уровней соответствующими подъемами. В районах распространения карстующихся пород преобладает инфлюация атмосферных осадков и поверхностных вод в карстовые пустоты, вызывающая резкие подъемы уровней карстовых вод и крайне неустойчивый их режим.

Если в отношении путей и источников питания первых водоносных горизонтов и комплексов мнения исследователей едины, то для остальных горизонтов и комплексов они расходятся. Одни считают, что основным источником питания глубоких водоносных горизонтов Предуралья и Зауралья являются инфильтрационные воды, поступающие с районов выхода водоносных пород на поверхность, и частично подземные воды, стекающие с обрамляющих горноскладчатых сооружений, в том числе и Урала. Согласно взглядам других исследователей, воды глубоких горизонтов являются седиментационными, унаследован-

ными от предыдущих геологических эпох. Ограничиваясь пока указанием на существование двух концепций на питание глубинных вод, к которым мы еще вернемся, рассмотрим условия стока, разгрузки и режима подземных вод.

Характерной особенностью стока горноскладчатого Урала является то, что он полностью контролируется рельефом и непосредственно не зависит от геологических структур. Региональное направление стока субширотное, вкрест простиранию основных структур, и определяется меридиональным положением Уральского горного сооружения. Вместе с тем в пределах отдельных частей региона имеются изменения направления стока на субмеридиональное. Во-первых, такие изменения относятся к межгорным депрессиям, располагающимся меридионально, в которых подземный сток, так же как и поверхностный, происходит вдоль простирания основных структур. Во-вторых, основное направление поверхностного стока также субширотное, что приводит к разработке в этом же направлении долин малых и средних рек. Последние дренируют подземные воды, и сток их меняет направление на субмеридиональное. Наконец, на отдельных сравнительно небольших участках наблюдается отклонение от регионального направления подземного стока вследствие воздействия структурных особенностей. Обычно эти изменения связаны с развитием среди общего поля слабоводоносных пород локальных водопроводящих зон, в виде крупных тектонических нарушений или прослоев интенсивно трещиноватых карбонатных пород. Такие локальные зоны дренируют подземные воды вмещающих пород и уже по ним направляют эти воды к участкам разгрузки, образуя сосредоточенные более или менее крупные родники. Примером может служить западный склон Бардымского хребта на участке меридионального течения рч. Сухая Шемаха или района Сказовской пещеры.

В формировании подземных вод большое значение имеет скорость подземного стока, которая различна для разных геоморфологических условий. В пределах хребтовых возвышенностей с большими уклонами рельефа и относительно небольшой мощностью трещиноватой зоны горных пород подземный сток происходит быстро, причем тем быстрее, чем выше фильтрационные свойства водосодержащих пород Поэтому в области вершин и крутых склонов горных хребтов скоплений подземных вод не образуется, а подземный поток крайне неустойчив; в зимнюю межень, а нередко и в летнюю он полностью отсутствует. В средней части склонов, где уклоны рельефа снижаются, скорость подземного стока уменьшается, и в течение всего года наблюдается наличие подземного потока. Однако режим его не постоянный, а водосодержащая мощность изменчива; в зимнюю межень она достигает минимальных значений. Амплитуда колебаний зеркала подземных вод достигает 20 *м*. Межгорные долины, аккумулирующие поверхностный и подземный сток с прилегающих склонов хребтов, имеют постоянный грунтовый поток с более устойчивым режимом. Однако и здесь, в сравнении с другими частями Урала, довольно крутые продольные уклоны межгорных долин способствуют интенсивному стоку подземных вод, что в сочетании с сезонным питанием со стороны склонов обусловливает довольно резкие колебания уровней грунтовых вод.

Сток и режим подземных вод в Западно-Уральской зоне складчатости складывается в условиях влажного климата, преимущественного распространения карбонатных пород и среднегорного рельефа. Общие уклоны речной сети и грунтовых потоков здесь значительно положе, чем на водораздельном Урале, но все еще остаются высокими. Большая закарстованность карбонатных пород создает, с одной стороны,

тесную зависимость режима трещинно-карстовых вод от атмосферных осадков и поверхностного стока, улучшая их поглощение, а с другой предопределяет довольно большие скорости водообмена. По отдельным опытным замерам средние скорости движения карстовых вод в меженный период достигают 0,12–0,27 *км/ч*. В паводковый период эти скорости резко возрастают.

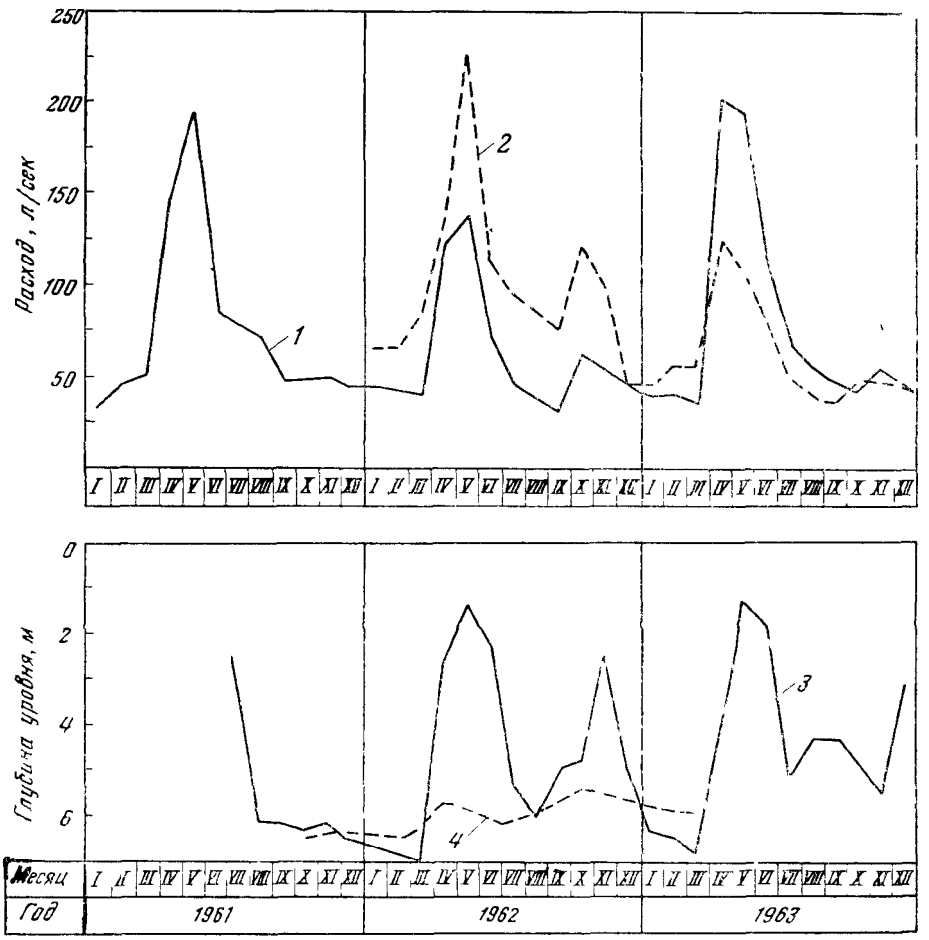


Рис 57. Характер и амплитуда изменений уровней грунтовых вод и расходов родников в породах Западно-Уральской зоны складчатости. Составил П. П. Латышев

1 — изменение расхода воды родников Кургазак, 1952—1954 гг. (Улуирская синклиналь, известняки D_3), *2* — изменение расхода воды родника Миновского, 1965—1966 гг. (район г. Миньяра, известняки D_3), *3* — колебания уровня воды трещинно-карстовых вод в известняках D_1 (долина р. Сухой Шемахи); *4* — колебания уровня грунтовых вод в сланцах C_{2-3} (правый берег р. Уфы)

В режиме уровней и расходе потока трещинно-карстовых вод характерно наличие двух пиков: весеннего и осеннего (рис. 57). Самые высокие уровни и наибольший родниковый сток отмечается весной, с началом снеготаяния. Второй пик, меньший по размерам, наблюдается с наступлением осенних дождей. В сроках наступления этих пиков отчетливо проявляется широтная зональность, она выражается в смещении во времени весенних и осенних максимумов в направлении с юга на север. Так, например, на Южном Урале, в районе Миньяра и Златоуста, весенний подъем достигает максимума в апреле. На Среднем Урале (Нижне-Сергинская синклиналь) весенний максимум

наблюдается чаще всего в мае, а в районе Кизеловской синклинали — в начале июня. Осенний подъем в связи с сокращением теплого периода в северном направлении, напротив, наступает раньше: в известняках Улуирской синклинали в октябре — ноябре, а в Кизеловской синклинали в августе — сентябре. Минимальные уровни и расходы родников падают на февраль — март. В этот период целый ряд даже крупных родников, выходящих на более высоких абсолютных отметках, перестает функционировать на 2—3 месяца. Продолжают действовать лишь только те из них, которые лежат на более низких отметках. В связи с этим в верховьях рек начало их водотока перемещается вниз по течению иногда до нескольких километров. Второй минимум наблюдается летом между весенним и осенним подъемами уровня. Характерные черты стока и режима сохраняются и в некарстующихся породах, но с меньшей амплитудой колебаний.

Режим грунтовых вод восточного склона Урала формируется в обстановке, отличной от предыдущих зон. Прежде всего здесь отчетливо проявляется климатическая зональность с общим уменьшением количества выпадающих осадков с севера на юг и с запада на восток. Значительная часть восточного склона Урала представляет собой пенепленизированную равнину, вследствие чего уклоны речной сети и зеркала грунтовых вод сравнительно пологи, а скорости водообмена небольшие, особенно на Южном Урале. Движение грунтовых вод совершается в исключительно сложных условиях, связанных со складчато-блоковой структурой и многочисленными тектоническими разрывами, вызывающими широкое развитие трещинно-жильных вод. Все эти особенности наглядно проявляются в более сглаженных кривых уровней подземных вод и меньших амплитудах их колебаний.

В северных районах, где выпадает большое количество влаги, зеркало грунтовых вод в известняках имеет наибольшую амплитуду колебаний, временами превышающую 9 *м* (рис. 58, кривая *1*). Ход уровня имеет также два пика: весенний и осенний, аналогичных западному склону Урала. С продвижением на юг амплитуда колебаний уменьшается и минимальных размеров достигает на Южном Урале в районе г. Магнитогорска и на востоке в бассейне р. Мал. Рефт. Одновременно меняется и характер кривой. Зимний меженный минимум на севере наблюдается в марте — апреле, а в южных широтах в феврале — марте. Начало весеннего подъема уровня происходит в апреле, а своего максимального значения он достигает в конце мая или начале июня. Спад уровней часто наступает не сразу, а только через месяц после паводка. Осенний подъем уровней наблюдается редко. Обычно летний спад переходит в постепенное плавное опускание уровней до зимней межени. Это одна из отличительных черт режима грунтовых вод восточного склона Урала, свойственная не только карстующимся породам, но и другим литологическим разностям. Несколько отличается режим подземных вод в массивах позднепалеозойских гранитовых интрузий. Вследствие хорошей водопроницаемости маломощной зоны выветривания подземные воды быстро стекают к пониженным участкам или в речную сеть, оставляя породы в периоды отсутствия питания практически безводными.

Если в направлении стока геологические структуры не имеют решающего значения, то в разгрузке они являются одним из главных факторов. При линейных структурах Урала и направлении горных склонов преимущественно вкрест простирания пород и хребтов разгрузка подземных вод происходит, во-первых, при уменьшении мощности трещиноватой зоны и, во-вторых, при более или менее резком ухудшении фильтрационных свойств водосодержащих пород, обуслов-

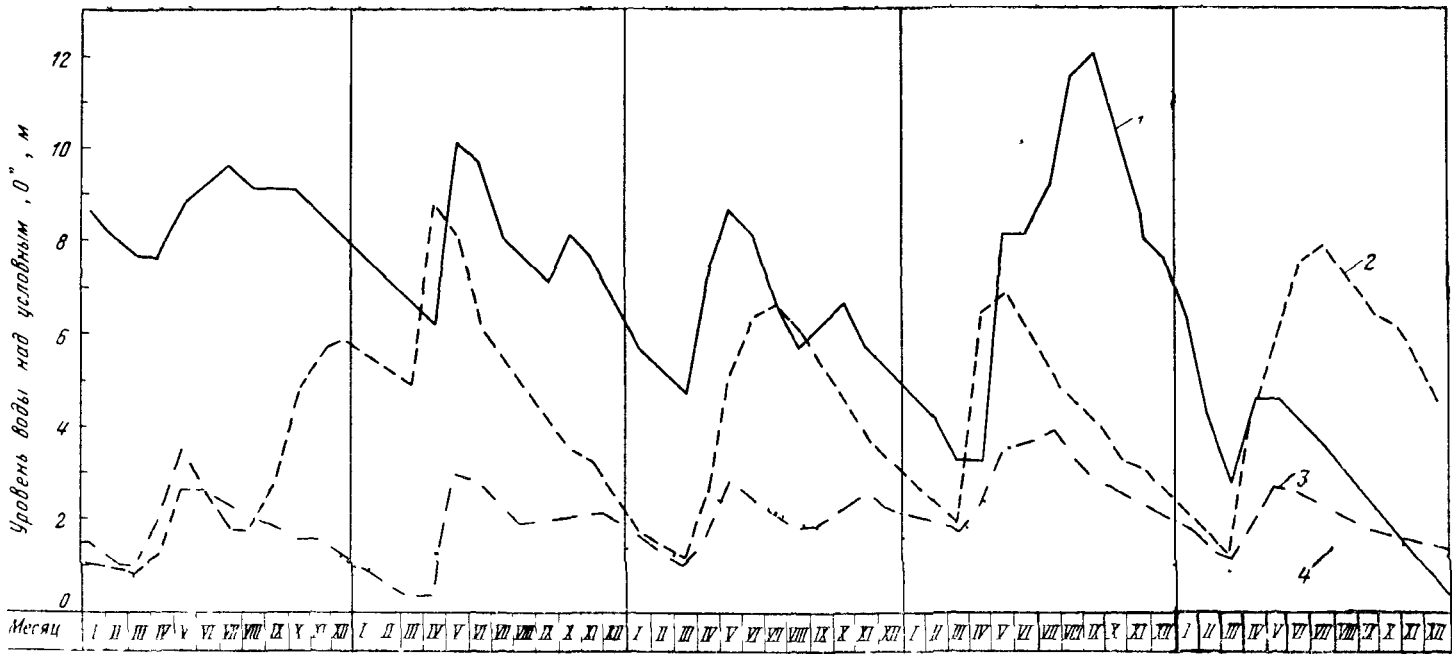


Рис 58 Характер и амплитуда колебаний уровня трещинно-карстовых вод в известняковых массивах восточного склона Урала Составил П. П Латышев

1 — кривая колебания уровня воды в скважине на Североуральском месторождении боксита, 1945—1949 гг, *2* — кривая колебания уровня воды в скважине в районе Высокогорского месторождения 1959—1963 гг, *3* — кривая колебания уровня воды в скважине в районе г Магнитогорска 1957—1961 гг, *4* — кривая колебания уровня воды в скважине в районе р Малый Рефт, 1959—1963 гг

ленном, как правило, сменой литологических разновидностей. В последнем случае менее фильтрующая или водоупорная порода является как бы барражем для подземного потока, и в зоне контакта происходит разгрузка подземных вод, причем родники, как правило, имеют восходящий характер. Иногда в качестве барражирующего фактора выступают зоны тектонических нарушений, представленные перетертыми глинистыми образованиями. Поэтому разгрузка подземных вод происходит даже в области высоких крутых склонов, где образуются периодически действующие родники, а в целом особенностью описанных условий является линейное расположение родников, фиксирующее положение барража.

Естественно, что основные очаги разгрузки концентрируются в понижениях рельефа. При сравнительно большой крупности и водопроницаемости аллювиальных отложений почти по всему Уралу, по-видимому, преобладает рассеянная разгрузка в руслах рек. В карстовых областях в речных долинах нередко вместо разгрузки подземных вод наблюдается обратный процесс поглощения поверхностного стока. Такие примеры отмечались неоднократно при описании трещинно-карстовых вод Западно-Уральской зоны складчатости и других районов Урала.

В Предуральском и Зауральском бассейнах каждая из выделенных групп водоносных горизонтов и комплексов имеет свои специфические черты стока и разгрузки. Для верхних водоносных горизонтов, залегающих в сфере дренирующего влияния основной речной сети, характерен интенсивный сток и образование мелких бассейнов, ограниченных, с одной стороны, выходами на поверхность водоносных пластов на водоразделах, являющихся областями питания, а с другой — речными долинами, служащими местами разгрузки подземных вод. В Предуральском бассейне, где среди верхнепермских осадков наблюдается чередование водоносных и водоупорных пластов, сток подземных вод совершается раздельно по каждому пласту, а на склонах речных долин отмечается серия родников, расположенных по склону в несколько ярусов. Примером могут служить источники из татарских отложений, выходящие на склоне р. Буть в д. Зыбуны Бол. Сосновского района Пермской области. Высота выхода верхнего яруса источников достигает 30 *м* над руслом реки. Воды нижних пластов, расположенных на уровне реки, разгружаются непосредственно в ее русле.

В области выходов на поверхность водоносного горизонта отложений кунгуро-артинского яруса режим подземных вод непостоянный. Уровни и дебиты источников повышаются после таяния снегов и дождей. Амплитуда колебаний уровней — несколько метров, дебитов — до десятков литров в секунду.

В неогеновых, средне- и верхнеолигоценовых отложениях Зауралья также образовалось большое количество мелких бассейнов грунтовых вод, тяготеющих к естественным дренам. Последними служат не только редкая сеть речных долин, но и многочисленные озерные котловины. На условия стока и разгрузки здесь оказывают влияние состав водоносных пород и климат. В Среднем Зауралье с умеренно влажным климатом сток контролируется главным образом фильтрационными свойствами водоносных пород, так как последние получают достаточное питание за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод на заболоченных участках. В южных степных районах с сухим климатом и более редкой речной сетью водоносный горизонт имеет недостаточное питание. Поэтому сток здесь резко замедлен. Разгрузка идет двумя путями. Первый из них, обычный для многих водоносных горизонтов, это рассеянные, реже концент-

рированные выходы грунтовых вод в виде родников в речных долинах или озерных котловинах. Второй путь разгрузки встречается только в южных районах с сухим климатом. Во многих озерных котловинах, особенно в тех из них, в которых озера в летний период пересыхают, уровень грунтовых вод не достигает поверхности и непосредственной разгрузки не происходит. На больших площадях пологих склонов озерных котловин уровень грунтовых вод лежит на глубинах, не превышающих 3—3,5 *м*. В пределах этих глубин наиболее интенсивно развиваются процессы капиллярного поднятия грунтовых вод к поверхности и их испарение. Процесс идет настолько интенсивно, что летний сток не компенсируется притоком с возвышенных участков бассейна питания и происходит значительное снижение уровня грунтовых вод. Он восстанавливается лишь в период осенних дождей и весеннего снеготаяния.

Вторая группа водоносных горизонтов и комплексов имеет более сложные условия стока и разгрузки. Часть атмосферных осадков, инфильтровавшаяся в породы, разгружается тут же в пределах области питания, причем условия стока и разгрузки ничем существенным не отличаются от предыдущей группы водоносных горизонтов. Некоторые особенности наблюдаются лишь в гипс-ангидритовой толще иренской свиты и карбонатных кунгуро-артинских породах Предуралья в связи с их сильной закарстованностью. Сток подземных вод в них совершается преимущественно концентрированными отдельными водотоками по карстовым каналам, разгружающимся в ближайших речных долинах крупными родниками или выходами карстовых рек. Режим их находится в прямой зависимости от поступления атмосферных осадков и поглощения поверхностного стока. Вторая часть инфильтровавшихся поверхностных вод идет на питание глубоких зон горизонтов, лежащих под толщей более молодых пород.

С увеличением глубины залегания постепенно усложняются условия разгрузки, ослабевает дренирующее влияние речной сети и замедляется движение подземных вод. Иренская гипс-ангидритовая толща с погружением превращается в водоупор и в пределах описываемой территории нигде на поверхность не выходит. Разгрузка возможна только лишь через толщу вышележащих пород и по зонам разлома.

Значение такой разгрузки особенно хорошо проявляется в Зауральском бассейне на водоносном горизонте опок серовской и талицкой свит палеогена. Построенные изогипсы пьезометрического зеркала показывают, что оно имеет сложную конфигурацию с общим уклоном с юго-запада на северо-восток (см. рис. 52). Обращает на себя внимание четкая связь пьезометрического зеркала с речной сетью даже на тех участках, где водоносный горизонт перекрыт глинистой толщей ирбитской и чеганской свит. Очевидно, эти породы не являются абсолютным водоупором и в той или иной мере пропускают восходящий поток напорных вод к их естественной дрене. Этому способствуют два фактора. Первый из них вызван особенностями литологического состава обеих свит. Процессы диагенеза в ирбитской свите, по-видимому, протекали весьма неравномерно, вследствие чего на одних участках диатомиты приобрели рыхлый глинистый облик, а на других они превращены в довольно плотные опоки. Последние в той или иной степени трещиноваты, залегают в виде прослойков и линз неправильной формы, образуя местами сложную систему водопроводящих пород, гидравлически связанных с нижележащим горизонтом. Об этом свидетельствуют довольно часто встречающиеся факты появления подземных вод при бурении скважин в диатомитах, задолго до вскрытия водоносных опок серовской свиты.

Толща чеганских глин по литологическому составу является крайне неоднородной. Листоватая текстура глин обусловлена наличием тонких прослойков песчаного или пелитового материала. Они во многих местах расширяются, увеличиваясь в отдельных раздувах до 1,5—2,0 *м*. Сложная сеть таких прослойков создает определенные условия движению подземных вод к поверхности.

Второй фактор, способствующий разгрузке подземных вод в речную сеть, структурно-тектонический. Как уже отмечалось, в куполах валообразных поднятий опоковый горизонт во многих местах обнажен речными долинами, и следовательно, подземные воды имеют свободный выход на поверхность. Очевидно, разгрузка будет облегчена и на тех участках, где по тем же структурным условиям водоносные опоки перекрыты маломощной толщей диатомитов и листоватых чеганских глин.

Кроме того, следует иметь в виду, что в зонах тектонических разломов, обновляемых молодыми движениями, нарушаются первоначальные условия залегания пород, увеличивается их трещиноватость и водопроницаемость. С другой стороны, к этим же зонам часто приурочивается современная речная сеть, эрозионный врез которой уменьшает мощность слабопроницаемых толщ, лежащих в кровле водоносного горизонта. Для бóльшей части территории горизонта этот путь разгрузки является единственно возможным, так как с погружением его в восточном направлении водоносные породы фациально замещаются водоупорными. Интенсивность и размер разгрузки неравномерны и зависят от литологического состава водоупорной кровли и воздействия на нее тектонических движений.

Вопросы стока и разгрузки глубоких горизонтов, объединенных нами в третью группу, так же как и их питание, дискуссионны. Многие исследователи Предуралья (Силин-Бекчурин, 1949; Вещезеров, Козлов, 1959) приходят к выводу об определяющей роли складчатых структур. А. И. Силин-Бекчурин, исходя из существования единой водонапорной системы в пределах западного склона Урала и Предуралья, пишет: «За область питания мы принимаем передовые хребты Урала, его предгорья, Уфимское плато и центральную раскрытую часть Уфимской плагантиклинали. Передовые хребты Урала являются областью питания подземных вод девона и карбона; предгорья Урала, Уфимское плато и центральная часть Уфимского плагантиклинала — областью питания подземных вод артинского яруса и верхнего карбона». При этом подземные воды, поступающие с западных предгорий Урала в Предуральский прогиб, частично разгружаются на периферии Урала по тектоническим трещинам краевого прогиба и в зоне надвигов Уфимского амфитеатра, частично давят на находящиеся в недрах прогиба рассолы и постепенно их выжимают вдоль по прогибу и на платформу.

Изучая поведение приведенных пьезометрических уровней рассолов и наклона водо-нефтяных контактов, В. А. Кротова приходит к выводу, что основной областью стока и разгрузки подземных вод для всей Волго-Уральской области в настоящее время является Прикаспийская впадина, куда и направлен общий сток. Местными очагами стока и разгрузки подземных вод служат зоны тектонических разломов западного борта Предуральского прогиба, Каратауский тектонический выступ и глубокие разломы внутри Русской платформы. По данным В. И. Вещезерова и Б. М. Козлова (1959), наклон приведенной пьезометрической поверхности пластовых вод терригенных толщ нижнего карбона и верхнего девона в районах, прилегающих

к Уралу, составляет около 0,001, а с удалением от него в глубь бассейна уменьшается до 0,0001.

Аналогичное мнение о движении подземных вод глубоких горизонтов существует и по Зауралью. В работе М. С. Гуревича и др. (1956) отмечено: «Сам характер поясного изменения минерализации воспроизводит последовательность продвижения пресных подземных вод из областей питания в сторону центральных частей Западно-Сибирского бассейна и далее на север в район Карского моря и Обской губы». По данным Н. Н. Ростовцева (1958 г.), уклон пьезометрического зеркала, определенный в соответствии с расчетами приведенного уровня, в районах, прилегающих к складчатому Уралу, равен 0,001, а в центральных областях Западной Сибири он изменяется от 0,0001 до 0,00001.

Отмеченная концепция питания и стока глубоких горизонтов имеет, по нашему мнению, свои слабые стороны. Остановимся здесь на некоторых из них.

Предуралье, начиная с девона, а возможно, и раньше, развивалось как структура платформенного типа, остающаяся ею до настоящего времени. Пористость и водоносиость формировались одновременно с вмещающими породами. Урал развивался по геосинклинальной схеме. Гидравлическая система его начала формироваться после главной фазы герцинской складчатости и только в верхней зоне пород под воздействием процессов выветривания и тектонических движений. Максимальная мощность этой зоны обычно не превышает 150—200 *м* и в исключительно благоприятных условиях очень редко достигает 400—450 *м*. Ниже породы монолитны и безводны. Сочленение Урала и Предуралья происходит по серии тектонических разломов типа сбросов и надвигов. По этим разломам водоносная зона складчатого Урала может контактировать с терригенной фациально неустойчивой толщей кунгурского яруса. Лишь в отдельных местах возможно соприкосновение с карбонатными осадками нижней перми и верхнего карбона. Тектонический контакт с водоносными породами среднего и нижнего карбона, а тем более с девоном, невозможен.

Древние тектонические разломы по фронту складчатых структур Урала, заполненные перетертыми породами, почти всюду практически служат водонепроницаемыми экранами на пути дальнейшего движения подземных вод. Встречая экран, они поднимаются к поверхности, разгружаясь серией линейно расположенных родников. Опыт эксплуатации Кизеловского каменноугольного бассейна показывает, что такие региональные разломы являются плохими путями сообщения подземных вод, даже если они одновременно пересекают две водоносные толщи, залегающие одна над другой. Только в редких случаях при создании, например, на небольшом участке поля шахты 6 «Капитальная» перепада в уровнях подземных вод более 150 *м* произошел их прорыв по Луньевскому надвигу из верхней обводненной карбонатной толщи в среднюю, а из нее в горные выработки. Но такого резкого перепада в уровнях в естественных условиях в зоне тектонического сочленения Урала и Предуралья нет. Наоборот, существует весьма пологий уклон, измеряемый тысячными долями, который вряд ли достаточен для преодоления большого сопротивления фильтрации пород и огромного давления вышележащих толщ, стремящихся уплотнить водоносные породы и выжать из них воду. Об этом свидетельствует наличие многочисленных зон разлома как по окраинам Предуральского бассейна, так и внутри его, по которым происходит разгрузка глубинных рассолов.

Также маловероятно питание инфильтрационными водами водоносных морских отложений нижнего мела и подстилающих их более древних толщ Зауралья, вступившего в платформенные условия развития в нижнем мезозое. Прежде всего эти водоносные породы нигде на поверхность не выходят, а залегают в наиболее глубокой части Зауралья и Западно-Сибирской низменности. Со времени их отложения и до середины олигоцена они находились под уровнем моря, и формирование путей фильтрации в этот период, естественно, не могло происходить. После регрессии морского бассейна они оказались прикрытым сначала непосредственно мощной водоупорной толщей аргиллитов ханты-мансийской свиты, а выше не менее мощной толщей морских осадков верхнего мела и палеогена, водоносность которых наблюдается лишь в западной части Зауралья, главным образом в районах, где нижнемеловые морские осадки отсутствуют

Проникновение инфильтрационных вод складчатого Урала по палеозойским породам фундамента Зауральского бассейна сильно затруднено и вряд ли оказывает существенное значение в питании глубоких горизонтов. Необходимо напомнить, что фундамент Зауралья представляет собой продолжение уральских структур под покров мезо-кайнозойских пород с присущими им чертами водоносности. Характерной особенностью сильно метаморфизованных и вулканогенных пород восточного склона Урала является преимущественное развитие трещинно-жильных вод в зонах тектонических нарушений. Вдоль этих нарушений породы обладают хорошей фильтрационной способностью, но становятся практически безводны за их пределами. Но развитие этих зон подчинено общему меридиональному простиранию уральских структур, ориентированных поперек основного направления стока подземных вод Зауралья.

Кроме того, сочленение восточного склона Урала с Зауральем происходит по серии ступенчатых разломов, образующих вдоль всего восточного склона глубокие грабен-впадины, выполненные континентальными фациально крайне неустойчивыми триас-юрскими отложениями, являющимися надежным барьером на пути проникновения инфильтрационных вод Урала в глубь Западно-Сибирского бассейна Лишь отдельные региональные разломы, на своем меридиональном простирании выходящие на поверхность в складчатом обрамлении, возможно, служат проводниками инфильтрационных вод, оказывая влияние на химический состав подземных вод прилегающих к ним участков. На них указывалось при описании Тобольского артезианского бассейна. Но существенного влияния на общие гидрогеологические условия они не оказывают

На изолированный от поверхности режим подземных вод глубоких горизонтов свидетельствует также сохранение в них нефтяных месторождений и растворенного метана. При наличии хорошей гидравлической связи с поверхностью неминуемо произошло бы их разрушение В ограниченных размерах такое разрушение происходит в современную эпоху и отмечается по северо-западной окраине водоносного горизонта, в бассейнах рек Пелыма и Сосьвы, где на поверхность выходят родники соленых вод, газированных метаном

Существование гидравлического уклона пьезометрического зеркала глубоких подземных вод само по себе еще не может свидетельствовать о принадлежности их к единой с Уралом гидравлической системе питания с поверхности. Не касаясь трудностей точного расчета приведенного пьезометрического уровня при сочетании высокой минерализации, температуры подземных вод и внутрипластового давления газов, укажем на возможность искажения пьезометрической поверх-

ности в результате тектонических движений земной коры, протекающих на определенных этапах развития региона, и медленно развивающихся процессов гидродинамической перестройки водонапорной системы глубинных вод Еще В И. Вернадский (1933 г) указывал, что чем глубже, тем пластовые воды становятся менее подвижными и их режим подчиняется всем геологическим явлениям, доходящим до нас из земных глубин

Сопоставляя приведенные и статические уровни глубинных рассолов с современными структурами, убеждаемся в справедливости высказанного мнения Наиболее высокие отметки уровней соответствуют положительным формам и прежде всего Пермско-Башкирскому своду и ряду валообразных поднятий (Лобановское, Краснокамско-Полазненское, Куединское и др), в пределах которых глубокие горизонты гидравлически отделены от поверхности, а питание сверху исключено Пониженные уровни соответствуют депрессиям и впадинам О хорошей изоляции глубоких горизонтов свидетельствуют также и наблюдения за режимом подземных вод при эксплуатации нефтяных месторождений Предуралья В процессе фонтанирования скважин и извлечения нефти происходит непрерывное падение напоров подземных вод, не восстанавливающееся при длительных перерывах эксплуатации Поэтому для поддержания пластового давления при эксплуатации приходится применять законтурное обводнение

При искусственном нарушении режима подземных вод крупными водозаборами и шахтными или карьерными водоотливами условия питания и стока существенно изменяются Эти изменения охватывают ограниченные, но нередко большие площади (до 100 $км^2$) и заключаются в увеличении питания подземных вод за счет перевода части (иногда полностью) поверхностного стока в подземный и направленности стока к местам искусственной разгрузки

2. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Урал представляет собой гидродинамическую систему с одним водоносным горизонтом Почти по всей его территории содержатся безнапорные грунтовые воды, имеющие интенсивный водообмен с поверхностью Пластовые напорные воды встречаются сравнительно редко Они приурочены к отдельным синклинальным структурам Западно-Уральской зоны складчатости, где в вертикальном разрезе имеется несколько обводненных толщ, разделенных водоупорными породами На восточном склоне Урала они связаны с триас-юрскими угленосными осадками, выполняющими глубокие эрозионно-тектонические депрессии в палеозойских дислоцированных породах Напорные воды отдельных водоносных пластов имеют в них единое пьезометрическое зеркало, сливающееся с зеркалом грунтовых вод в палеозойских породах бортов депрессий Очень часто, даже в карстовых областях, грунтовые воды в пойменной и надпойменной частях речных долин, где коренные породы прикрыты аллювием с меньшей фильтрационной способностью, также приобретают напор и при вскрытии скважинами самоизливаются на отметках выше уровня воды в реке до 5 *м*

В гидрогеологических массивах интрузивных пород местные напоры встречаются редко Однако отдельные глубокие трещины на горных склонах, заполненные сверху водоупорными глинистыми продуктами выветривания, могут оставаться на глубине водоносными и при вскрытии давать самоизлив В качестве примера можно указать на ряд разведочных скважин, пробуренных в пироксенитах при разведке

Гусевогорского месторождения магнетита, которые вскрыли отдельные трещины на глубинах 200—300 *м*, давшие слабый излив воды. Характерно, что пьезометрический уровень в таких скважинах не нарушает общего характера зеркала трещинных грунтовых вод этого массива.

Температурный режим грунтовых вод, лежащих ниже зоны сезонных колебаний, имеет площадную зональность, соответствующую климатическим поясам. В северных районах Урала температура подземных вод находится в пределах 2—3° С, на Среднем Урале она изменяется от 4 до 6° С, а на Южном достигает 7° С. На этом общем фоне низких температур, по окраинам складчатого Урала отмечаются выходы отдельных акротермальных источников, генезис которых недостаточно ясен. Серия таких источников выходит на окраине восточного склона Среднего Урала, в долине р. Исети у д. Кодинки. Их круглогодовая температура 15—18° С. По западному фронту складчатых структур Каратау, в зоне разлома, на границе описываемой территории с Башкирией выходит источник Кургазак с температурой воды около 16° С. Южнее в пределах Башкирии выходы акротермальных вод более многочисленны.

В Предуральском и Зауральском бассейнах господствуют напорные гидрогеологические системы, которые по условиям водообмена можно разделить на три гидродинамические зоны. Самое верхнее положение занимают водоносные горизонты, находящиеся в сфере дренирующего влияния речной сети и имеющие свободный или слабо напорный уровень. Они обладают интенсивным водообменом с поверхностью и геотермической зональностью, аналогичной складчатому Уралу. К этой зоне относятся верхние водоносные пласты татарских и частично шешминских отложений Предуралья и водоносные песчаные отложения олигоцен-миоцена Зауралья.

Вторая гидродинамическая зона объединяет водоносные горизонты, имеющие односторонний выход на поверхность, откуда и возможно их питание. В Предуралье к ним относятся все водоносные горизонты верхней и нижней перми, а в Зауралье — горизонт опок серовской свиты и все водоносные пласты верхнего мела и нижнемеловых континентальных отложений. В области питания эти горизонты содержат безнапорные грунтовые воды, находящиеся в сфере дренирующего влияния речной сети, в условиях интенсивного водообмена. С погружением водоносных пород под водоупорную толщу молодых осадков они приобретают напор, высота которого постепенно нарастает с увеличением глубины залегания. Геотермическая зональность не связана с климатическими поясами, а зависит также от глубины залегания. В целом для всей зоны характерна несколько повышенная (на 1—2° С) температура подземных вод в сравнении с горноскладчатым Уралом.

Третья гидродинамическая зона объединяет водоносные горизонты, не выходящие на поверхность и находящиеся в условиях замкнутого режима. В Предуралье к ним относятся водоносные горизонты, начиная с верхнего карбона и девона, а в Зауралье — водоносный горизонт нижнемеловых морских отложений и все нижележащие водоносные комплексы. Подземные воды имеют высокие пьезометрические напоры, создаваемые не только разностью гидростатических уровней, но и внутрипластовым давлением газов. Температура подземных вод в этой зоне резко повышена и достигает в Предуралье 35° С, а в Зауралье 56° С. Нарастание температур происходит в направлении от складчатых структур Урала к внутренним частям артезианских бассейнов по мере увеличения глубины их залегания. Средний геотермический градиент в Зауралье изменяется в пределах 4—7,6° С на 100 *м* глубины.

3. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Гидрохимическая зональность подземных вод отражает процессы, происходившие в ходе исторического развития регионов и складывалась непосредственно под воздействием тектонических движений, палеогеографической обстановки, господствовавшей в период отложения водоносных пород платформенных областей, современных условий питания, стока и разгрузки подземных вод.

В горноскладчатом Урале на протяжении геосинклинального развития первоначальный облик осадочных пород, прошедших метаморфизацию и перекристаллизацию, сильно изменился. Палеогеографические условия отложений значительно утратили свое влияние на формирование химического состава подземных вод, которое определяется здесь главным образом процессами выщелачивания. Господствующее положение Урала в общем рельефе территории и наличие одного водоносного горизонта в верхней зоне земной коры предопределило интенсивный водообмен и значительную промытость пород от легкорастворимых солей. В зависимости от скорости водообмена и влажности климата на Урале отмечается высотная и площадная гидрохимическая зональность.

В пределах высоких хребтов и отдельных возвышенностей с их максимальным водообменом распространены ультрапресные воды с минерализацией от 0,02 до 0,1 *г/л* (рис. 59. См. вкл.). В районах с низкогорным рельефом и в межгорных долинах развиты пресные воды с минерализацией от 0,1 до 1,0 *г/л*. На Северном и Среднем Урале, имеющем более влажный климат, количество растворенных солей в подземных водах в большинстве случаев находится в пределах 0,1—0,35 *г/л* и очень редко приближается к 0,5 *г/л*. На восточном склоне Южного Урала с его степным сухим климатом минерализация подземных вод значительно выше и обычно находится в пределах 0,4—1,0 *г/л*. В породах отдельных крупных озерных котловин в результате континентального соленакопления она достигает 52 *г/л*. Источником солей здесь, по-видимому, являются морские олигоценовые и неогеновые отложения, сохранившиеся местами от эрозионного размыва.

В химическом составе господствующее место занимают воды гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатные натриевые. В массивах горных пород, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов, встречаются сульфатные кальциевые воды. На Южном Урале они распространены гораздо шире, чем в пределах Среднего и Северного Урала. Интересно отметить, что при нарушении естественного режима подземных вод рудничным водоотливом в них часто происходит резкое увеличение сульфатов до 2—3 *г/л* и появляется кислая реакция. Это явление связано с повышением водообмена, сопровождающегося интенсивным окислением сульфидов. В интрузивных массивах ультраосновных пород, в составе которых содержатся магнезиальные соли, как правило, встречаются воды с отчетливо выраженными гидрокарбонатным магниевым составом. На восточном склоне Южного Урала в водах с повышенной минерализацией заметно произошло смещение состава в сторону хлоридов натрия, которые в солоноватых водах занимают основное положение. Микрокомпонентный состав подземных вод весьма разнообразен, но вредные элементы (медь, цинк, свинец, марганец, мышьяк и др.) обычно содержатся в допустимых пределах. Характерной особенностью вод горноскладчатого Урала является бедность их солями йода и брома.

В отличие от Урала в артезианских бассейнах Предуралья и Зауралья отчетливо выражена вертикальная гидрохимическая зональность, показанная на опорных гидрохимических профилях (рис. 60). В верхних водоносных горизонтах раскрытых структур и отдельных частей их в полураскрытых структурах, лежащих в зоне дренирующего влияния речной сети, распространены пресные или слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л* с преимущественно гидрокарбонатным кальциевым, сульфатным кальциевым или смешанным соста-

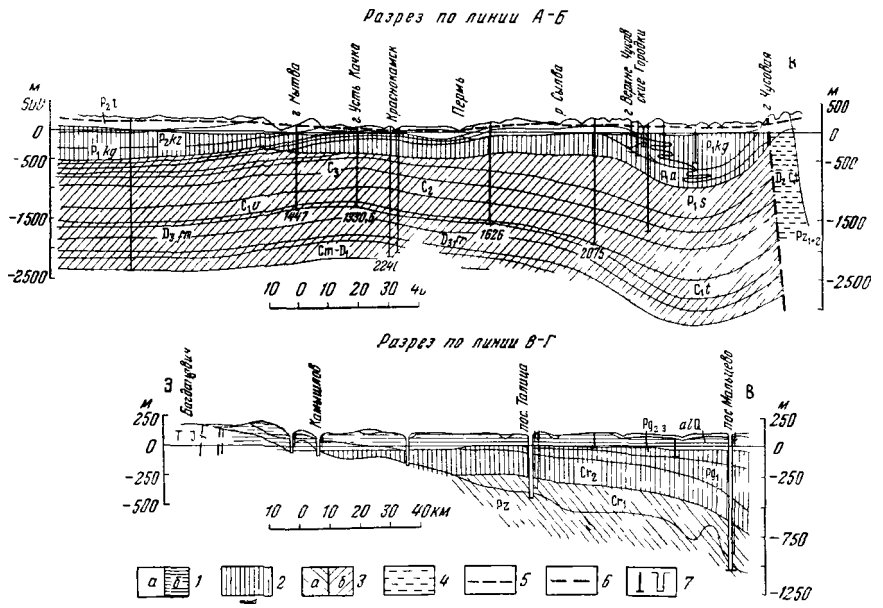


Рис. 60. Схематические гидродинамические и гидрохимические профили по линиям *А—Б* и *В—Г* к гидрохимической карте Урала. Составил В. И. Аитипин

1 — зона свободного водообмена в раскрытых структурах: *а* — воды пресные с минерализацией до 1 *г/л*, *б* — воды пресные и солоноватые с минерализацией до 3 *г/л*, *2* — зона затрудненного водообмена в полураскрытых структурах, воды соленые с минерализацией от 1—3 до 35 *г/л*, *3* — зона замкнутого режима в закрытых структурах *а* — соленые воды с минерализацией до 18 *г/л*, *б* — рассолы с минерализацией от 35 до 315 *г/л*; *4* — безводные породы складчатого Урала, *5* — уровень грунтовых вод, *6* — зоны тектонических разломов, *7* — скважины, стрелкой показан напор подземных вод

вом. Воды бедны ионами меди, цинка, свинца, мышьяка. Йод и бром присутствуют в ничтожно малых количествах, а местами совершенно отсутствуют. В газовой фазе преобладает азот и кислород. Мощность зоны зависит от структурно-геологических условий залегания водоносных пород, их тектонической нарушенности и вреза речной сети. Нижняя граница ее чаще всего лежит на глубинах до 150 *м*, хотя в отдельных районах может опускаться до 300—350 *м*. В местах тектонических нарушений или валообразных поднятий, особенно при пересечении ими речных долин, эта граница поднимается вследствие разгрузки здесь соленых и рассольных вод глубоких водоносных горизонтов и находится на глубинах нескольких метров. Такие участки отмечены на гидрохимической карте Урала (см. рис. 59).

Вторая гидрохимическая зона соответствует условиям затрудненного водообмена в полураскрытых структурах с сильно ослабленным дренирующим влиянием речной сети. Она заключает в себе соленые воды с минерализацией до 35 *г/л* преимущественно хлоридного натриевого состава. Воды также бедны микрокомпонентами, но в сравнении с предыдущими имеют более высокое содержание йода и брома.

На восточной окраине Волго-Камского артезианского бассейна эта зона захватывает погруженные части водоносных горизонтов, расположенных выше регионального водоупора (гипс-ангидритовой толщи иренской свиты, а в пределах Пермско-Башкирского свода — выше терригенной пачки пород, лежащих в основании нижнепермских отложений) В Предуральском прогибе вследствие наличия галогенных отложений положение нижней границы соленых вод более сложное В Соликамской депрессии она прослеживается по кровле кунгурских соляных отложений. В Айско-Сылвинской депрессии ее положение неясно и условно она может быть проведена по основанию терригенных артинских отложений В Зауралье эта граница захватывает наиболее глубоко погруженные части водоносных горизонтов серовской свиты палеогена и верхнего мела.

Третья гидрохимическая зона соответствует условиям замкнутого режима в закрытых структурах В Предуралье в нее включается весь комплекс водоносных горизонтов, лежащих ниже региональных водоупорных толщ, и она содержит рассольные воды с минерализацией от 35 до 315 *г/л* хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого состава

Водоносный горизонт нижнемеловых морских отложений Зауралья и залегающие ниже его палеозойские комплексы по гидродинамическим условиям также принадлежат к третьей зоне Они содержат соленые воды, сходные по составу с Предуральем, но отличающиеся от них невысокой минерализацией Для подземных вод этой зоны характерно почти полное отсутствие сульфатов, высокое содержание брома, йода и наличие разнообразного комплекса других микрокомпонентов В газовой фазе преобладает метан; кислород отсутствует

Этажное расположение гидрохимических зон, как это можно заметить на профилях (см рис 60), резко обрывается при сочленении Предуральского бассейна с Уралом В Зауралье, наоборот, оно совершается постепенно, образуя в плане ряд последовательно сменяющихся меридионально вытянутых гидрохимических зон, причем чем выше положение водоносных горизонтов, тем дальше удалена от восточного склона Урала граница пресных и соленых вод С увеличением глубины залегания водоносных горизонтов и ухудшения его водообмена с поверхностью эта граница приближается к складчатому Уралу (см рис 59).

Среди исследователей единого установившегося взгляда на формирование гидрохимической зональности и природу соленых вод и рассолов нет Вероятнее всего, в этом вопросе мы сталкиваемся с несколькими генетическими типами подземных вод, роль которых в различных структурах неодинакова и не всегда может быть установлена

В верхних водоносных горизонтах и комплексах раскрытых структур формирование химического состава хорошо изучено и не вызывает разногласий Основное поступление солей в подземные воды происходит за счет выщелачивания солевого комплекса пород, образовавшегося при выветривании или захваченного в процессе седиментации. Этот комплекс в различных условиях циркуляции водообмена и климата определяет гидрохимическую зональность, на которую указывалось выше.

Теоретические основы процессов континентального соленакопления хорошо освещены в литературе. Интенсивность и характер этих процессов зависят от литологического состава пород и их гидрогеологических условий, особенно от глубины залегания зеркала грунтовых вод. При глубине уровня более 3,0—3,5 *м* капиллярное поднятие и испарение резко ослабевают.

Значительное разнообразие в гидрогеологических условиях верхних водоносных горизонтов юго-востока и востока описываемой территории обусловливает большую пестроту в химическом составе и минерализации грунтовых вод. В отдельных котловинах под влиянием процессов континентального соленакопления могут образоваться соленые воды и даже рассолы. Примером служат буроугольные месторождения южной части Челябинского бассейна, расположенные в плоской котловине оз. Бол. Сарыкуль. Месторождения связаны с толщей континентальных пресноводных осадков, перекрытых меловыми и палеогеновыми морскими отложениями, имеющими небольшую мощность и нормальную соленость. Минерализация подземных вод здесь изменяется от 19 до 42 *г/л*. Другим примером являются рассолы котловины оз. Чебаркуль, находящейся примерно в 50 *км* севернее г. Челябинска. Они связаны с верхней трещиноватой зоной палеозойских кристаллических пород восточной окраины горноскладчатого Урала, на которых местами сохранились от размыва палеогеновые опоки и глины. Концентрация солей в воде достигает 52 *г/л*. За пределами озерной котловины в тех же породах распространены пресные воды с минерализацией до 1,0 *г/л*. Следует отметить, что такой высокой минерализации в Зауралье не встречается даже в самых глубоких горизонтах. Соленые воды и рассолы имеют хлоридный натриевый состав. В отличие от вод глубоких горизонтов они содержат значительное количество сульфатов и бедны йодом и бромом. Среди растворенных газов преобладают азот и кислород.

В тесной связи с процессами континентального соленакопления в подземных водах находятся условия формирования поверхностных вод рек и особенно многочисленных бессточных озер Зауралья. Для всех озер характерна незначительная глубина, обычно не превышающая 2—3 *м*, и большая площадь водного зеркала, измеряемая в некоторых из них десятками квадратных километров. Такой характер озер способствует интенсивному испарению воды, вследствие чего многие из них к концу засушливого сезона сильно мелеют или полностью пересыхают, оставляя в озерной чаше соли, поступившие вместе с подземными водами или смытые поверхностными потоками. Длительное действие этих процессов приводит к накоплению солей в озерных водах, достигающему в отдельных из них полного насыщения с сезонной садкой.

Поверхностные водоемы по характеру поступления в них солей можно разделить на три группы: к первой наиболее многочисленной группе принадлежат реки и озера, непосредственно дренирующие подземные воды, которые и выносят в них солевой комплекс пород. Ко второй группе принадлежат озерные котловины, непосредственно не дренирующие подземные воды, но уровень грунтовых вод залегает на глубинах не более 3—3,5 *м* от поверхности. Вследствие капиллярного поднятия грунтовых вод и испарения содержащиеся в них соли откладываются на поверхности и затем смываются дождевыми водами в озеро и там накапливаются. К третьей группе относятся озерные котловины, имеющие более высокое гипсометрическое положение, отделенные от грунтовых вод мощной толщей глин. Поступление в них солей незначительное и они обычно имеют пресные воды.

Формирование соленых вод и рассолов в глубоких напорных водоносных горизонтах закрытых и полураскрытых структур. является дискуссионным. Одни исследователи считают, что они имеют экзогенное происхождение, другие — эндогенное. В современной литературе рассмотрению существующих гипотез их формирования посвящено значительное количество работ, вследствие чего мы остановимся на

них весьма кратко, лишь в той мере, в какой необходимо для понимания гидрохимических условий описываемой территории.

В настоящее время многие гидрогеологи являются сторонниками точки зрения формирования соленых вод и рассолов из пресных инфильтрационных вод, поступающих в глубокие части артезианских бассейнов с поверхности земли и во время движения превращающихся в рассолы за счет выщелачивания солевого комплекса пород. По Предуралью такого взгляда придерживаются В. А. Кротова, В. И. Вещезеров и Б. М. Козлов (1959); по Зауралью — М. С. Гуревич, Н. Н. Ростовцев и др. Однако единого взгляда на конкретные процессы такого превращения нет. В. А. Сулин (1948 г.), М. Е. Альтовский (1950 г.) и другие считают, что образование рассолов из пресных инфильтрационных вод с соответствующим изменением состава происходит в результате подземного испарения. Причем чем глубже и древнее породы, тем выше температура и больше концентрация солей в подземных водах.

К. Ф. Филатов (1956) гидрохимическую зональность артезианских бассейнов и накопление специфических компонентов в рассолах считает результатом гравитационной дифференциации ионов солевого состава инфильтрационных вод. Ионы, обладающие большой плотностью, движутся вниз быстрее, чем легкие, и накапливаются в глубинных частях.

П. Н. Палей (1948 г.), О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957 г.) повышение концентрации солей и формирование зональности подземных вод связывают с осмотическими процессами и трансляционным перемещением ионов и молекул воды.

Следует отметить гипотезу эндогенного происхождения рассольных вод, выдвинутую В. Ф. Дерпгольцем (1962 г.). Он считает, что накопления хлоридов натрия и некоторых других летучих элементов, как, например, брома, йода и др., в земной коре и артезианских водах происходят в результате повсеместного и непрерывного диффузионного (реже фильтрационного) проникновения летучих из мантии через толщу земной коры к периферии земли, в частности из магмы. Аналогичные взгляды высказывают Н. Д. Буданов, Г. Н. Емельянов и С. О. Юшкова (1968) на формирование глубинных вод горноскладчатого Урала и прилегающих к нему платформенных регионов.

Приведенный неполный перечень основных гипотез формирования соленых и рассольных вод глубоких водоносных горизонтов указывает на большую сложность в решении этой проблемы. К сожалению, ни одна из них не может полностью объяснить процессы формирования, не вступая в противоречие с целым рядом имеющихся фактов. Мы отметим лишь некоторые из них, так как более обстоятельный критический анализ этих гипотез выполнен И. К. Зайцевым (1968).

С одним из противоречий мы уже сталкивались при рассмотрении питания и стока глубоких водоносных горизонтов, отмечая их гидравлическую изоляцию и невозможность проникновения в них инфильтрационных вод. С точки зрения гипотезы подземного испарения не увязывается наличие менее минерализованных (до 20 *г/л*) соленых вод Зауралья, прогретых до 56° С, с холодными крепкими рассолами Предуралья, минерализация которых достигает 300 *г/л*.

Большое разнообразие условий отложения и литологического состава водоносных пород глубоких горизонтов не соответствует наличию в них почти исключительно хлоридных натриевых или хлоридных натриево-кальциевых соленых вод и рассолов. В них содержится йод, бром и ряд тяжелых металлов, которых нет в солевом комплексе пород, особенно образовавшихся в пресноводных континентальных ус-

ловиях, но которые имеются в значительных количествах в морской воде и маточных рассолах солеродных бассейнов.

Одна из характерных особенностей соленых вод и рассолов глубоких горизонтов — отсутствие или незначительное содержание сульфатов — объясняется сторонниками инфильтрационной гипотезы жизнедеятельностью десульфирующих бактерий, восстанавливающих сульфаты в анаэробных условиях. По данным Н. Н. Ростовцева (1958 г.), при микробактериологических исследованиях в Западно-Сибирском артезианском бассейне отмечается весьма неравномерное распределение таких бактерий. Они не обнаружены в водоносном горизонте опок серовской свиты и отдельных районах нижнемелового водоносного горизонта (скв. 202). Между тем во всех этих местах развиты бессульфатные соленые воды. Кроме того, в настоящее время экспериментально доказано, что процессы бактериальной десульфатизации не протекают в присутствии метана. Следовательно, удаление сульфатов из инфильтрационных вод, поступающих в нижнемеловой водоносный горизонт Зауралья, насыщенный метаном, не может быть объяснено жизнедеятельностью бактерий.

За последние годы все большее признание и подтверждение находит гипотеза формирования соленых вод и рассолов, связанных с процессами седиментации и галогенеза. Она разрабатывается И. К. Зайцевым (1968) в связи с составлением гидрохимической карты СССР. Основные положения этой гипотезы сводятся к следующему.

Появление соленых вод и рассолов в недрах земли может происходить как за счет седиментационных рассолов, погрузившихся в глубину вместе с породами и впоследствии выжатых из них, так и в результате инфильтрации рассолов из некогда существовавших солеродных бассейнов. «Наличие подземных вод с минерализацией до 35 *г/л* и несколько больше может быть объяснено седиментогенезом в морских бассейнах нормальной и несколько повышенной солености. Появление в недрах земли весьма слабых рассолов (до 70—80 *г/кг*) можно объяснить доломитовой стадией галогенеза в осолонеющихся водоемах; рассолов с минерализацией до 140 *г/кг* — гипсовой стадией, до 270 *г/кг* — галитовой, до 350 *г/кг* и выше карналлитовой и бишофитовой стадиями галогенеза в солеродных бассейнах» (Зайцев, 1968). Это предположение «достаточно определенно подтверждается тем, что рассолы разной концентрации, как правило, распространены только в тех гидрогеологических регионах, в которых имеются в геологическом разрезе фации пород, связанных в своем происхождении с процессами древнего или современного галогенеза, хотя и не всегда они приурочены непосредственно к галогенным отложениям. Во многих случаях рассолы вследствие отжатия переместились в другие породы на то или иное расстояние» (там же).

«Допуская определенную зависимость между концентрацией в воде солей и разными стадиями галогенеза, мы тем самым указываем и определенные пути формирования химического состава соленых вод и рассолов, так как солевой состав может иметь унаследованный характер. Однако наряду с этим сходством имеются и существенные различия. В химическом составе современных морей нормальной солености и рассолов солеродных бассейнов отчетливо преобладают хлориды магния и сульфаты натрия. В подземных водах почти отсутствуют сульфаты магния и больше хлоридов кальция, йода и брома» (там же). Обеднение подземных вод сульфатами «можно объяснить двумя процессами: 1) выпадением их в осадок при поступлении в воду добавочных количеств кальция в результате катионного обмена; 2) биохимического разрушения в условиях восстановительной среды,

характерной для определенной части гидрогеологических разрезов слабопроточных и непроточных структур» (там же).

Исследования поровых вод донных осадков современных морей, проведенные О. В. Шишкиной (1959 г.) и Н. В. Тагеевой (1960 г.), показывают, что воды, заключенные в илах, подвергаются метаморфизации, связанной с биохимическими восстановительными процессами в присутствии органического вещества в анаэробных условиях. При этом происходит концентрация вод, их десульфатизация и обогащение кальцием. Установлено также, что в осадках, бедных органическими веществами, морские воды претерпевают незначительные изменения. Обогащение вод йодом и бромом связано в основном с отложениями, богатыми органическими соединениями.

По мнению И. К. Зайцева (1967), «Определяющее значение в формировании зональности артезианских бассейнов имеет взаимодействие процессов двух основных групп. К первой из них относятся процессы, связанные с медленным выжиманием и движением седиментационных вод и рассолов из наиболее глубоких частей геологических впадин к их периферии и к наиболее глубоким дренам. Выжимание и движение седиментационных вод и рассолов происходит под влиянием возрастания геостатического давления и уплотнения пород по мере их погружения, увеличения температур, расширения жидкости и газов. Эти процессы действуют беспрерывно, но медленно, в течение всего периода тектонического прогибания и погружения впадин.

Ко второй группе относятся процессы, связанные с проникновением в породы инфильтрационных вод, выщелачиванием легко растворимых солей и промыванием пород от седиментационных вод и рассолов. Эти процессы становятся более эффективными в периоды тектонических поднятий впадин и менее интенсивными (вплоть до полного затухания) в период погружения их.

Процессы второго типа преобладают в верхних частях разреза артезианских бассейнов, что приводит к формированию зоны пресных вод и полному удалению промышленных вод, связанных с седиментационными водами. В нижних частях геологического разреза артезианских бассейнов преобладают процессы первой группы, что приводит к формированию зоны рассолов, связанных с седиментационными водами и рассолами. В промежуточных частях разреза, где не отмечается отчетливое преобладание одних процессов над другими, формируются промежуточные гидрохимические зоны, а иногда наблюдается сложное чередование разных зон».

Мы остановились более подробно на изложении седиментационной гипотезы не случайно. По нашему мнению, она достаточно полно и более убедительно раскрывает процессы формирования соленых вод и рассолов глубоких горизонтов закрытых и полураскрытых структур в их историческом развитии. Так, высокая концентрация рассолов в Предуральском артезианском бассейне, достигающая 270—315 *г/л*, хорошо согласуется с широким распространением в геологическом разрезе пермских отложений галогенных пород и соляных месторождений. Фаунистическое изучение нижне- и верхнемеловых отложений Зауралья показывает, что их образование происходило в мелководном опресненном морском бассейне. Подземные воды, связанные с этими породами, даже в наиболее глубоких частях Западно-Сибирского артезианского бассейна имеют минерализацию менее 25 *г/л* (за исключением отдельных участков). На описываемой территории она не превышает 18 *г/л*.

В качестве генетического геохимического критерия при сравнении рассолов с морской рапой исследователи, учитывая сорбционную инерт-

ность хлора и брома, их тесное сродство и способность броматов и хлоридов магния накапливаться в растворе до самой эвтоники, используют ряд бром-хлорных и магний-хлорных отношений. Сопоставление рассолов Предуралья со стандартными рассолами, полученными при выпаривании морской воды, приведенное в табл. 9, показывает, что подавляющая часть их по значениям бром-хлорного и магний-хлорного отношений соответствуют морской рапе, прошедшей садку гипса. При этом намечаются две группы рассолов: одна из них предшествует садке гипса, другая — маточникам солеродных бассейнов на стадии накопления в осадке галита и каменных солей.

Наблюдаемая современная гидрохимическая зональность подготовлена всем ходом исторического развития артезианских бассейнов, в которых неоднократно чередовались процессы образования соленых вод и рассолов с последующим их разрушением внедряющимися инфильтрационными водами. До отложения платформенного покрова как в Предуралье, так и Зауралье господствовал континентальный период, хотя во времени его проявления существовал значительный разрыв. На западе он продолжался до среднего девона, а на востоке — от верхнего карбона до нижнего, а местами и верхнего мела. В этот период в обоих регионах господствовали условия, сходные с современными геосинклинальными областями, где происходили процессы разрушения и сноса коренных пород, а в верхней их зоне формировались пресные инфильтрационные воды. В Зауралье в нижнем мезозое в эрозионно-тектонических депрессиях типа грабен-впадин существовали потоки пресных вод, питающиеся водами, стекающими с восточного склона Урала и приносившими обломочный и органический материал, идущий на образование триас-юрских угленосных пород.

Начиная со среднего девона Предуралье испытывает несколько фаз морских трансгрессий, надвигавшихся с юга и юго-востока. Каждая из них отмечается циклом седиментации, начинающимся терригенными осадками и заканчивающимся карбонатными породами и сопровождавшимся заменой инфильтрационных вод морскими. Наиболее продолжительный морской цикл отмечается в период со среднего карбона до кунгура. В последнем море, распавшись на ряд мелководных лагун и замкнутых бассейнов, оставило после себя мощные залежи гипсов, ангидрита, каменных солей и рассолов.

В среднем карбоне начался подъем Урала, закладывается Предуральский прогиб, в котором размещается мелководный морской бассейн с отлагающимся здесь терригенным материалом, приносимым с востока. Береговая линия, имевшая направление, близкое к меридиональному, по-видимому, контролировалась крупными разломами, возможно, одними из тех, какие мы встречаем в настоящее время по фронту складчатых структур Урала и по которым создавалось гидравлическое обособление двух гидрогеологических систем. В Зауралье континентальный период заканчивается в нижнемеловое время, когда его восточные районы были захвачены морской трансгрессией. С турона по средний олигоцен море продвинулось к границам современного складчатого Урала и даже местами заходило в его пределы. В результате этих трансгрессий в верхней зоне фундамента и в угленосных триас-юрских осадках, лежащих в эрозионно-тектонических депрессиях, произошла замена пресных инфильтрационных вод морскими солеными водами и рассолами. Затем в седиментационный период образования платформенного покрова вместе с донными илами были также захвачены морские воды, которые при литификации осадков претерпели изменения в своем составе и были выжаты в более водопроницаемые породы и горизонты.

Таблица 9

Сравнительные данные состава рассолов Предуралья и рассолов морского происхождения

№ пп	Определяемые показатели	Состав океанической воды, по М. Г. Валяшко	От Сакм. Сливы			От Сакм			Бавлинская свита девона			
			Исходный состав	Начало садки гипса	Начало садки магнезиальных солей	Исходный состав	Начало садки галита	Начало садки магнезиальных солей	Газов. 2165–2200 м	Тачин. 2218–2225 м	Газов. 2345 м	Кушкуль, скв. 35, 1674 м
1	Cl, г/л	20	39,0	191,78	208,3	72,7	191,4	215,7	167	178	160	195
2	Br, мг/л	0,06	193	620	3,030	260	755	2900	727	2045,9	639,3	2230
3	$\frac{Br}{Cl} 10^3$	3,22	3,28	3,21	14,82	3,52	3,96	13,3	4,2	11,4	4,0	11,5
4	$\frac{Mg^{2+}}{Cl_2}$	0,126	0,157	0,158	0,717	0,192	0,221	0,753	0,20	0,18	0,25	0,51
5	$\frac{Mg}{Cl}$	0,126	0,157	0,158	0,716	0,192	0,227	0,753	0,054	0,042	0,066	0,064
6	$\frac{MgCl_2}{CaCl_2}$	—	—	—	—	—	—	—	0,24	0,24	0,35	0,11
7	Удельный вес, г/см³	1,025	1,067	1,220	1,308	1,083	1,221	1,308	1,102	1,094	1,175	1,126
8	Минерализация, г/л	35	—	—	—	—	—	—	271	87	262	310

№ пп	Основные показатели	Состав океанической воды, по М. Г. Валяшко	Нижний карбон		Средний карбон		Пермь	
			Верхне-Чусовские Городки, глубина 2025 м	Красноцвет. глубина 1867 м	Главн. залежь 1235–1250 м	Верхне-Чусовские Городки, глубина 1792 м	Нитза, 244 м	Верхне-Чусовские Городки, 490 м
1	Cl, г/л	20	105	163	112	181	88	198
2	Br, мг/л	0,06	1223	6183	636	1572	284	1735
3	$\frac{Br}{Cl} 10^3$	3,22	7,1	1,0	1,0	8,5	8,2	8,7
4	$\frac{Mg^{2+}}{Cl_2}$	0,126	0,11	0,27	0,27	0,12	0,05	0,36
5	$\frac{Mg}{Cl}$	0,126	0,057	0,005	0,071	0,116	0,039	0,125
6	$\frac{MgCl_2}{CaCl_2}$	--	0,16	0,35	0,39	0,40	2,54	0,55
7	Удельный вес, г/см³	1,025	1,187	1,183	1,720	1,210	1,099	1,217
8	Минерализация, г/л	35	265	262	256	296	150	319

Окончательный облик подземных вод и гидрохимическая зональность формируются в современный континентальный период. Вначале его равнинный рельеф, оставшийся после регрессии морских бассейнов, начинает подвергаться эрозионному расчленению, происходит закладка речной сети и углубление их долин. Вскрываются верхние водоносные горизонты, в которые внедряются инфильтрационные воды. Начавшийся водообмен с поверхностью сопровождается вымыванием солевого комплекса и седиментационных вод. В горизонтах с интенсивным водообменом содержатся пресные инфильтрационные воды. На плоских равнинах юга Зауралья с сухим степным климатом в слабо дренированных олигоцен-миоценовых песчаных отложениях развиваются процессы континентального соленакопления. В полураскрытых водоносных горизонтах, испытывающих постепенное погружение, внедрение инфильтрационных вод начинается с районов выхода их на поверхность. Здесь водоносные породы хорошо промыты и содержат пресные воды. С увеличением глубины залегания и замедлением водообмена сокращается и процесс замены морского солевого комплекса инфильтрационными водами. На первоначальном этапе происходит уменьшение минерализации соленых вод и рассолов примерно до 3 *г/л* без существенного изменения солевого комплекса. Дальнейшее разбавление до концентрации около 1,5 *г/л* приводит к изменению структуры солевого состава в сторону снижения содержания хлоридов за счет увеличения гидрокарбонатов. Процесс замещения по площади идет неравномерно, что особенно показательно на примере опокового горизонта серовской свиты палеогена. В нем на общем фоне пресных и солоноватых вод соленые воды встречаются отдельными пятнами, приуроченными к участкам, на которых по той или другой причине замедлен водообмен. Так, например, на водоразделе рек Исети и Миасса возникновение участка соленых вод объясняется наличием преграды поступлению пресных вод с запада в виде Першинско-Новосельского вала и дренирующего влияния меридионального отрезка долины р. Течи. Участок на водоразделе Миасса и Уя связан с высоким гипсометрическим положением водоносных опок, вследствие чего движение опресненных вод с юго-запада происходит в его обход. Участок соленых вод, примыкающий к долине р. Уй, и небольшие пятна в пределах Челябинского буроугольного бассейна приурочены к бессточным депрессиям, препятствующим промыву пород. В отдельных местах близкое залегание подземных вод к поверхности в сочетании с засушливым климатом способствуют развитию процессов континентального соленакопления, ведущих к дополнительному повышению солености вод. Именно на этих участках отмечается наиболее высокая минерализация подземных вод опок, достигающая 21 *г/л*. На остальной территории она менее 3 *г/л*. Эти участки показаны на гидрогеологической карте и рис. 52, 59.

Процесс внедрения инфильтрационных вод постепенно затухает с глубиной, что отчетливо можно видеть в Зауралье по положению границы подземных вод с минерализацией 3 *г/л*. Для опокового горизонта серовской свиты палеогена в зависимости от геолого-структурных условий она удалена от восточного склона складчатого Урала на расстояние 75—200 *км*. Для верхнемелового горизонта это расстояние сокращается до 25—100 *км*. В Предуралье, сочленение которого со складчатым Уралом осуществляется по тектонической зоне разлома, наблюдается только строго вертикальная зональность. Там нижнюю, третью зону (см. рис. 60) составляют рассолы с минерализацией преимущественно в пределах 180—270 *г/л*.

Для стадии разбавления соленых вод от 3 до 1,5 *г/л* характерно появление в подземных водах сульфатов, которые при более высоких концентрациях отсутствовали или содержались в ничтожных количествах. В Предуралье их появление связано главным образом с выщелачиванием гипсов, причем этот процесс здесь протекает с образованием сероводорода. В Зауралье сульфаты образовались при окислении сульфидов, содержащихся как непосредственно в породах мезо-кайнозойского покрова в виде марказита, так и в результате привноса их из палеозойских пород фундамента или восточной окраины складчатого Урала. В качестве примера высокого содержания сульфатов в подземных водах меловых и палеогеновых пород, обусловленного окислением марказита, можно указать на южную часть Мясниковско-Талицкой депрессии в районе городов Катайска и Далматово Курганской области. Примером обогащения сульфатами за счет пород фундамента служит район Султановского медноколчеданного месторождения в Челябинской области (Сугоякская депрессия, см. рис. 49), где подземные воды верхнемеловых отложений с минерализацией 1,5 *г/л* имеют сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый состав.

Материалами о внедрении инфильтрационных вод в породы фундамента Предуралья мы не располагаем. Более многочисленны сведения по западной окраине Зауралья. Здесь прежде всего необходимо остановиться на процессах, происходящих в грабен-впадинах, выполненных триас-юрскими угленосными осадками, особенно на тех из них, которые располагаются в непосредственной близости к восточной окраине складчатого Урала. После регрессии морского бассейна в них началась замена соленых морских вод пресными инфильтрационными водами. Эта замена в зависимости от гидрогеологических условий отдельных участков идет с различной интенсивностью. В вертикальном разрезе угленосных пород А. П. Сирман (1960) выделяет три интервала. Первый на глубинах до 150 *м*. В нем на многих участках грабен-впадин наблюдается активный водообмен и хорошая промытость водоносных пластов с почти полной заменой морских вод и его солевого комплекса пресными инфильтрационными водами. Второй интервал лежит на глубинах 150—300 *м*. Здесь циркуляция и водообмен затруднены, породы менее промыты, а минерализация подземных вод достигает 2—3 *г/л*. В солевом составе воды преобладают сульфаты и хлориды. Третий интервал находится на глубинах более 300 *м*. Для него характерно почти полное отсутствие водообмена и застойный режим. Минерализация подземных вод превышает 3 *г/л*, а воды становятся хлоридными натриевыми. В брахисинклинальных структурах, совпадающих с бессточными депрессиями в рельефе, вследствие резкого ухудшения водообмена эта зональность нарушается, создаются условия развития процессов континентального соленакопления, в результате которых минерализация подземных вод даже в верхней зоне достигает 21—42 *г/л* и они имеют хлоридный натриевый состав. В депрессиях, удаленных от Урала на значительное расстояние, водообмен отсутствует, и они содержат подземные воды с солевым комплексом, соответствующим морским бассейнам.

Вдоль западной окраины Зауралья при сложившихся гидрогеологических условиях трещинные воды палеозойского фундамента через вышележащие водоносные породы имеют тесную гидравлическую связь с поверхностью, хороший водообмен и содержат пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 *г/л*. В обширной восточной части Зауралья породы перекрываются нижнемеловыми морскими осадками, вследствие чего содержащиеся в них подземные воды утратили связь с поверхностью, а их химический и газовый со-

став, температурные и гидродинамические условия почти аналогичны нижнемеловым морским отложениям. Лишь в отдельных местах по скважинам в деревнях Мальцево и Юрты Сабянина отмечается проникновение инфильтрационных вод по крупным меридиональным разломам, на которые указывалось при рассмотрении водоносности Тобольского артезианского бассейна. В районе этих разломов в породах палеозойского фундамента отмечается снижение минерализации подземных вод и изменение химического состава подземных вод с хлоридного натриевого на гидрокарбонатный натриевый. Однако масштаб этих явлений небольшой и они существенно не изменяют общие гидрохимические условия.

Часть третья

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ УРАЛА

Глава VI

РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

1. ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ

Естественные ресурсы характеризуют естественную производительность водоносных горизонтов и представляют собой обеспеченный питанием приток или отток подземных вод.

Естественные ресурсы подземных вод непрерывно возобновляются в процессе общего круговорота влаги на земле и их оценка позволяет получать сведения о величине ежегодно восполняемых запасов подземных вод. В среднемноголетнем разрезе величина питания подземных вод эквивалентна подземному стоку, поэтому естественные ресурсы подземных вод могут быть выражены через величины модуля (в *л/сек* с 1 $км^2$), расхода или объема ($м^3/сек$, $м^3/год$) и слоя (*мм/год*) подземного стока. Расчет подземного стока по среднемноголетним минимальным данным позволяет получить обеспеченную характеристику ежегодного восполнения запасов подземных вод, независящую от водности каждого конкретного года. При расчете минимального модуля по минимальным среднемесячным расходам зимней или летней межени обеспеченность величин достигает 90—95%.

Помимо абсолютных значений подземного стока величина его может быть выражена и относительными значениями через коэффициенты подземного стока (проценты от осадков) и подземного питания рек (проценты от общего стока).

В районах с развитой гидрографической сетью пресные и слабосолоноватые подземные воды, имеющие значение для водоснабжения, обычно находятся под дренирующим воздействием речных долин и в системе гидродинамической зональности принадлежат к зоне интенсивного водообмена. В этих условиях естественные ресурсы подземных вод могут быть прямо охарактеризованы величиной подземного стока в реки. Определение этой величины производится методом генетического расчленения гидрографа рек, разработанным профессором Б. И. Куделиным, позволяющим провести региональную оценку естественных ресурсов подземных вод. Во всех случаях применение этого метода основывается на возможно более полном учете физико-географических, геоморфологических, структурно-геологических и гидрогеологических условий территории, определяющих характер гидравлической связи водоносных горизонтов (комплексов) с реками и динамику подземного стока в реки в течение года.

В соответствии с гидрогеологическими условиями рассматриваемой территории для отдельных ее частей применены различные схемы расчленения гидрографов общего речного стока. Для равнинных частей территории (Предуралье, Зауралье), для которых характерен в основном подпорный тип режима подземного стока в реки, расчеты проведены по схеме гидравлически связанных с рекой водоносных горизон-

тов, когда происходит умеиьшение подземиого стока в периоды половодья и паводков. Для средне- и низкогорных участков Уральской складчатой области, где основная разгрузка подземных вод осуществляется при подпорно-нисходящем режиме стока, подземиая составляющая речного стока определена по схеме водоносиых горизонтов, гидравлически связанных с рекой. В этом случае для учета виутригодовой динамики подземного стока в реки были использованы коэффициенты динамичности, полученные по данным режимных наблюдений за расходами родников.

Все расчеты подземного стока проведены с использованием данных Гидрометслужбы, включающих миоголетние ряды иаблюдений, что позволило получить среднемноголетнюю характеристику естественных ресурсов подземиых вод, а также их минимальные значения за длительиый период наблюдений (от 5 до 20 лет и более). Основные расчеты величин подземного стока выполнены гидрологами Государственного гидрологического института К. К. Павловой, И. Д. Денисовой и Е. М. Ивановой.

Отдельные речные бассейны рассматриваемой территории охватывают области с резко различными условиями формированиия подземного стока и расчеты подземной составляющей по замыкающим речным створам не могут дать характеристику изменения подземного стока на отдельных участках бассейна. В связи с этим для всех рек, по которым имеется несколько гидрометрических створов, величина модуля подземного стока приведена к площадям «частных бассейнов» с учетом изменения модуля на участках между створами.

По наиболее крупным дренам территории величина подземного стока рассчитывалась методом определения среднемноголетней величины приращения меженного (летняя и зимняя межень) расхода реки на участках между двумя створами.

В пределах плоских слабодренируемых участков Тобол-Миасского и Тобол-Ишимского междуречий (Зауралье), где основная разгрузка подземных вод верхних водоносиых комплексов осуществляется по многочисленным озерным котловинам, величина естественных ресурсов подземных вод определена методом составления многолетнего водного баланса озер.

По отдельным участкам территории величина естествеиных ресурсов определялась также по данным едиовременных замеров меженных расходов рек во время летних полевых работ, проводившихся гидрологическими отрядами геологического факультета МГУ в летние периоды 1962—1964 гг. в бассейнах рек Тобола, Чусовой, Исети и др. С целью получения более детальных сведений по распределению величин подземного стока для некоторых участков Зауралья проводилось определение величины инфильтрационного питания и разгрузки подземных вод эоценового водоносного комплекса путем моделирования плановой фильтрации на электрических машинах-аналогах (ЭИ-12, МСМ-1) и расчеты расхода подземного потока по формулам динамики подземных вод.

Применение комплекса перечисленных методов определений подземной составляющей общего питания рек и озер позволило произвести региональную оценку естественных ресурсов подземных вод для всех основных водоносных комплексов рассматриваемой территории.

В целом оценка естественных ресурсов произведена для площади 502,6 тыс. $км^2$, или 97,7% от общей. Для остальной территории исходных данных нет.

Оценка естественных ресурсов

По условиям формирования подземной составляющей общего стока в пределах рассматриваемой территории могут быть выделены три гидрологических района: Предуралье, соответствующее восточной окраине Восточно-Русского артезианского бассейна, горноскладчатый Урал, охватывающий Уральскую систему бассейнов грунтовых вод, и Зауралье,— отвечающее Тобольскому артезианскому бассейну. По этим районам и дается характеристика условий формирования и распределения естественных ресурсов подземных вод основных водоносных горизонтов и комплексов.

Предуралье

В геологическом строении зоны формирования подземной составляющей стока Предуралья участвуют пермские, триасовые, юрские, меловые и частично четвертичные образования.

Подземные воды пермских отложений имеют повсеместное распространение на территории Предуралья и дают основную часть подземного питания рек.

В песках и песчаниках, мергелях и известняках, конгломератах и гипсах содержится несколько водоносных горизонтов различной водообильности, гидравлическая взаимосвязь которых обусловлена пестротой литологического состава и отсутствием выдержанных водоупоров. Водообильность горизонтов верхней перми характеризуется удельными дебитами скважин 0,5—1,0 *л/сек* и дебитами родников 0,1—10 *л/сек*; для нижней перми удельные дебиты по скважинам составляют 0,3—20 *л/сек*, родников — 0,5—15 *л/сек*. На закарстованных участках Уфимского плато дебиты родников возрастают до 30—50 *л/сек*.

Величины естественных ресурсов подземных вод пермских отложений изменяются от 4 *л/сек* с 1 *км*^{2} на Уфимском плато и в прилегающих к горному Уралу районах до 1,5 *л/сек* с 1 *км*^{2} на остальной части территории.

Подземные воды триасовых, юрских и нижнемеловых отложений распространены на крайнем северо-западном участке территории в бассейне р. Вятки. Водоносные горизонты отложений не отличаются обильностью и характеризуются удельными дебитами скважин от долей до 4 *л/сек*, дебиты родников не превышают 0,1—0,8 *л/сек*.

Модуль подземного стока в области дренирования всего комплекса отложений составляет 1,5—3 *л/сек* с 1 *км*^{2}.

Четвертичные образования представлены комплексом флювиогляциальных, моренных и аллювиальных отложений. Они распространены преимущественно в северо-западной и северной частях Предуралья, перекрывая мезозойские отложения. Подземные воды четвертичных отложений вследствие спорадического характера распространения принимают подчиненное участие в формировании подземной составляющей рек. Ресурсы этих вод даются суммарно с ресурсами подземных вод подстилающих их коренных пород.

Распределение естественных ресурсов подземных вод по гидростратиграфическим единицам представлено в табл. 10. Подсчитанные ресурсы относятся к водам с минерализацией до 3 *г/л*.

Горноскладчатый Урал

Горноскладчатый Урал занимает центральное положение и имеет значительные превышения над прилегающими равнинами Предуралья и Зауралья. Подземные воды приурочены здесь к водопроницаемым

Таблица 10

Распределение естественных ресурсов подземных вод по гидростратиграфическим единицам Предуралья

Водоносные горизонты и комплексы отложений	Расчетная площадь, тыс $км^2$	Расход, $м^3/сек$	Объем $км^3/год$	Средний модуль, $л/сек$ с 1 $км^2$
Нижнепермских	29,7	90,1	2,84	3,03
Верхнепермских уфимского яруса	33,9	97,1	3,06	2,86
Верхнепермских уфимского и казанского ярусов	26,4	36,0	1,13	1,36
Верхнепермских татарского яруса	33,1	29,3	0,9	0,88
Триасовых	6,8	16,9	0,53	2,48
Юрских, меловых и четвертичных	8,9	23,1	0,73	2,60
Итого	138,8	292,5	9,19	2,11

разностям четвертичных отложений, верхней трещиноватой зоне, карстовым пустотам и зонам тектонической и приконтактовой трещиноватости палеозойских и протерозойских пород. Основным источником питания их служат атмосферные осадки, в районах с резкими колебаниями температур некоторое значение имеет конденсационное питание. Разгрузка подземных вод в горной части Урала осуществляется местной гидрографической сетью в основном при подпорно-нисходящем режиме стока.

Интенсивная трещиноватость пород наряду с глубокой эрозионной расчлененностью обусловливают в горных районах Урала значительные скорости водообмена, а также способствуют широкому выщелачиванию горных пород.

По условиям формирования подземного стока зоны интенсивного водообмена в пределах рассматриваемой территории выделяются следующие районы

Западно-Уральская зона линейной складчатости характеризуется развитием трещинных, трещинно-карстовых подземных вод в породах палеозойского возраста. Узколинейный характер складчатых структур, чередование в разрезе и по площади карбонатных и терригенных толщ обусловливают линейный характер развития водоносных комплексов. Наряду с сильно обводненными закарстованными породами здесь встречаются слабоводоносные толщи. Подземные воды имеют в большинстве случаев единый свободный уровень.

Водообильность водоносных комплексов также крайне неравномерная. Так, некарстующиеся породы слабо обводнены, дебиты родников изменяются от долей до 1,5—2 *л/сек*, реже более Дебиты родников трещинно-карстовых и карстовых вод нередко достигают нескольких сотен литров в секунду.

Модуль подземного стока в пределах западного склона Урала изменяется от 5—10 *л/сек* с 1 $км^2$ в северной части до 3 *л/сек* с 1 $км^2$ — в средней и южной частях; модуль минимального подземного стока колеблется от 4—4,5 до 2,0 *л/сек* с 1 $км^2$.

Центрально-Уральское поднятие сложено преимущественно метаморфическими сильно дислоцированными породами протерозойско-нижнепалеозойского возраста. Подземные воды связаны с трещинной зоной выветривания, тектонических нарушений и приконтактной трещиноватости. Водоносность верхней трещинной зоны пе-

страя и зависит от степени трещиноватости пород. Наиболее водоносными являются резко локализованные участки тектонических нарушений и приконтактных зон, где дебиты родников нередко достигают 10—20 *л/сек*, иногда до 50—70 *л/сек*. Вне указанных зон водоносность описываемых пород незначительна: дебиты родников колеблются от десятых долей до 1—2 *л/сек*. Среднемноголетний модуль подземного стока колеблется в пределах 2,5—1 *л/сек* с 1 *км*^{2}, соответственно модуль минимального стока изменяется от 1,0 до 0,7 *л/сек* с 1 *км*^{2}.

В пределах Тагило-Магнитогорского синклинория и Восточно-Уральского поднятия, сложенных сильно дислоцированным комплексом эффузивно-осадочных, интрузивных и метаморфических пород преимущественно среднепалеозойского возраста, подземные воды приурочены к верхней зоне выветривания и имеют характер трещинных, пластово-трещинных и трещинно-карстовых. Водоносность пород неравномерная, находится в зависимости от целого ряда климатических, геологических и других факторов, а в целом невелика: удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,5 *л/сек*, дебиты родников от тысячных долей до 0,5—1,0 *л/сек*. Повышенной водоносностью отличаются локальные участки с трещинными водами, приуроченными к зонам тектонических нарушений, контактам различных пород, а также отдельные участки развития карбонатных пород.

Среднемноголетний модуль подземного стока изменяется от 3,5—4,0 до 0,3 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Естественные ресурсы подземных вод Северо-Уральского участка характеризуются среднемноголетним модулем подземного стока 4—3,5 *л/сек* с 1 *км*^{2}, а для Алапаевского, Сухоложско-Каменского, Теченского участков модуль подземного стока составляет 2,0—1,5 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Минимальный подземный сток в пределах восточного склона изменяется от 1,0 до 0,1 *л/сек* с 1 *км*^{2}.

Общий объем естественных ресурсов подземных вод горноскладчатого Урала с площади 174,8 тыс. *км*^{2} составляет 364,7 *м*^{3}*/сек*, или 11,5 *км*^{3}*/год*. Естественные ресурсы подземных вод по гидростратиграфическим единицам приведены в табл. 11.

Таблица 11

Распределение естественных ресурсов подземных вод по гидростратиграфическим единицам горноскладчатого Урала

Водоносные зоны трещиноватости и их комплексы	Расчетная площадь, тыс *км*^{2}	Расход *м*^{3}*/сек*	Объем, *км*^{3}*/год*	Средний модуль, *л/сек* с 1 *км*^{2}
Докембрийско-палеозойский и разновозрастных интрузий	5,0	1,0	0,03	0,20
Протерозойско-нижнепалеозойский и разновозрастных интрузий водораздельной части	33,5	72,0	2,26	2,15
Палеозойский западного склона	35,8	178,9	5,64	4,99
Среднепалеозойский восточного склона	93,7	92,6	2,92	0,99
Среднепалеозойский восточного склона (для закарстованных участков)	6,8	20,2	0,64	2,97
Итого	174,8	364,7	11,49	2,09

Зауралье

Особенности формирования подземного стока основных водоносных горизонтов Зауралья определяются главным образом геолого-структурными условиями этой территории. В соответствии с ними нижние водоносные комплексы (палеозойский, мел-палеогеновый) с удалением от восточного склона Урала быстро погружаются под регионально выдержанную глинистую толщу осадков эоценового и эоцен-олигоценового возраста и вскрываются только в пределах основных речных долин. Еще дальше к востоку отложения нижних водоносных комплексов полностью перекрываются водоупорными осадками морского олигоцена. В связи с этим в пределах восточной части Зауралья основной подземный сток формируется в водоносных комплексах, залегающих выше регионально выдержанной толщи глин морского олигоцена (чеганская свита). Таким образом, на отдельных участках рассматриваемой территории основной подземный сток формируется в отложениях различного стратиграфического возраста — от палеозойских пород восточного склона Урала до верхнеолигоценовых и четвертичных отложений северо-восточной и восточной частей территории.

Образования домезозойского складчатого фундамента залегают в зоне дренирующего воздействия речных долин только в крайней западной части территории. Разновозрастные сложнодислоцированные породы фундамента (трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды) характеризуются резко неоднородной и в целом (для территории собственно Зауралья) весьма слабой водообильностью, кроме подземных вод, связанных с закарстованными карбонатными отложениями. Можно считать, что подземные воды домезозойского комплекса принимают участие в формировании подземного стока только в узкой (10—70 *км*) полосе, примыкающей к восточному склону Урала, и естественные ресурсы их отдельно не рассчитаны.

Отложения мелового и палеоцен-эоценового возраста образуют единый водоносный комплекс только в западной части Зауралья. С удалением от восточного склона Урала водоносные горизонты меловых отложений перекрываются относительно водоупорной глинисто-мергелистой толщей кампан-маастрихта и в подземном питании рек практически не участвуют. Отложения мел-палеоценового комплекса выходят непосредственно на поверхность только в северной части и на крайних западных участках междуречных пространств южной части территории. В целом для комплекса характерно резкое ухудшение условий питания подземных вод в направлении с севера на юг, связанное с общим уменьшением количества атмосферных осадков и с постепенно расширяющимся распространением водоупорных глинистых толщ.

Модуль подземного стока в области дренирования отложений мел-палеоценового комплекса изменяется с юга на север от 0,2 до 0,8—1,2 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Величины естественных ресурсов подземных вод комплекса подсчитаны суммарно с ресурсами подстилающих образований фундамента.

Водоносные отложения палеоцен-эоценового возраста распространены непосредственно с поверхности в приуральской части Среднего Зауралья. В пределах этой территории в отложениях комплекса формируется основной объем подземного стока зоны интенсивного водообмена. В соответствии с общим изменением климатических условий (увеличение атмосферных осадков и уменьшение суммарного испарения в направлении с юга на север) величина среднегодового модуля подземного стока палеоцен-эоценовых отложений изменяется от

0,3—0,55 на юге до 1,0 *л/сек* с 1 *км²* на севере. На остальной части территории (примерно к востоку от линии Камышлов—Ирбит—Туринск—Гари) отложения палеоцен-эоценового комплекса перекрыты водоупорной глинистой толщей эоцен-олигоцена и залегают непосредственно под четвертичными отложениями только в пределах основных речных долин. В связи с этим модуль подземного стока описываемых отложений здесь резко снижается до 0,04—0,05 *л/сек* с 1 *км²*.

В пределах основных речных долин Зауралья и на придолинных участках территории для палеоцен-эоценового комплекса наблюдаются относительно большие значения уклона пьезометрической поверхности (до 0,003—0,005), что указывает на резкое увеличение расхода подземного потока уже в самой придолинной зоне. Таким образом, становится очевидным, что основное питание подземных вод, связанных с отложениями комплекса в придолинных зонах, осуществляется в пределах самой придолинной зоны на участках, где происходит резкое сокращение мощности перекрывающих глинистых толщ или отложения палеоцен-эоцена залегают непосредственно под аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками.

Средние значения среднегодового модуля подземного стока из отложений палеоцен-эоцена, рассчитанные по приращению меженных расходов для придолинных участков ряда рек, изменяются в пределах 0,3—0,5 *л/сек* с 1 *км²*. Оценка величины питания и разгрузки подземных вод палеоцен-эоценового комплекса на небольших участках придолинных зон методом моделирования плановой фильтрации показывает, что по отдельным блокам величина местной инфильтрации достигает 50—60 *мм/год* и более (модуль подземного стока 1,5—2,0 *л/сек* с 1 *км²*). Однако подобные детальные характеристики величин подземного стока не могут быть отражены при региональной оценке естественных ресурсов подземных вод.

Водоносные отложения средне-верхнеолигоценового возраста распространены в виде отдельных изолированных участков на междуречных пространствах Зауралья и в повсеместном залегании примерно к востоку от меридиана г. Тавды. В пределах этой территории в отложениях континентального олигоцена формируется основной подземный сток зоны интенсивного водообмена. Среднегодовые значения модуля подземного стока, рассчитанные по расчленению гидрографа общего речного стока и водному балансу озерных котловин, изменяются в пределах 0,2—0,6 *л/сек* с 1 *км²*.

Водоносные отложения четвертичного возраста в пределах рассматриваемой территории Зауралья представлены преимущественно песчаными и песчано-глинистыми отложениями аллювиального и аллювиально-озерного генезиса.

В пределах широких речных долин основных дрен грунтовые и слабонапорные воды четвертичных отложений имеют тесную гидравлическую связь с водами подстилающих дочетвертичных отложений и образуют с ними единые водоносные комплексы. В соответствии с этим для бóльшей части территории естественные ресурсы подземных вод основных водоносных комплексов даются суммарно с ресурсами грунтовых вод перекрывающих четвертичных отложений. Только в северной части территории (бассейн р. Тавды) и в пределах широкой долины р. Тобола, где непосредственно под четвертичными осадками залегают водоупорные глины эоцен-олигоцена, перекрывающие нижний водоносный комплекс, основной подземный сток формируется лишь за счет грунтовых и слабонапорных вод аллювиально-озерных отложений. В пределах этих участков величина среднегодовых модулей подземного стока изменяется от 0,3—0,5 *л/сек* (долина р. Тобола) до 0,4—

0,9 *л/сек* с 1 *км²* (бассейн р. Тавды). Определенные естественные ресурсы Зауралья приведены в табл. 12.

Таблица 12

Распределение естественных ресурсов подземных вод по гидростратиграфическим единицам Зауралья

Водоносные горизонты и комплексы	Расчетная площадь, тыс *км²*	Расход, *м³/сек*	Объем, *км³/год*	Средний модуль, *л/сек* с 1 *км²*
Мел-палеогеновый и палеозойский северной части территории	20,4	19,2	0,61	0,94
Мел-палеогеновый и палеозойский (бассейны Исети, Уя)	(18,0)	7,0	0,22	0,39
Палеоцен-эоценовый	(76,0)	3,6	0,11	0,05
Палеоцен-эоценовый (бассейн р Лозьвы)	19,3	16,3	0,51	0,84
Олигоценовый (левобережье Тобола)	91,38	25,6	0,81	0,28
Олигоценовый (Тобол-Ишимское междуречье)	22,0	6,5	0,20	0,29
Четвертичных отложений долины р. Тобола	7,62	3,2	0,10	0,42
Четвертичных отложений северной части территории	28,3	19,7	0,62	0,69
Итого	189,0	101,1	3,18	0,53

Примечание В скобках указаны площади развития данного комплекса, перекрытые площадью вышележащих комплексов и не входящие поэтому в общую сумму подсчета площадей.

Приведенные цифры отражают ресурсы подземных вод с минерализацией до 3 *г/л*, считающейся для рассматриваемой территории приемлемой для хозяйственно-питьевого использования.

Таким образом, общие естественные ресурсы подземных вод по территории Урала составляют 758,3 *м³/сек*, что при площади оценки 502,6 тыс. *км²* дает средний модуль подземного стока 1,51 *л/сек* с 1 *км²*.

Общие закономерности распределения естественных ресурсов подземных вод

В распределении естественных ресурсов подземных вод на обширной территории отчетливо прослеживается зависимость подземного стока от общих геолого-структурных особенностей, гидрогеологических и физико-географических условий. Она выражается в виде закономерного уменьшения величин подземного стока к востоку и западу от горноскладчатого Урала. Районы Предуралья и Зауралья, представляющие собой плоские невысокие равнины, характеризуются в целом относительно менее благоприятными условиями формирования подземного стока, и величина среднемноголетнего модуля подземного стока составляет 0,3—1,0 *л/сек* с 1 *км²*, против 1,5—10 *л/сек* с 1 *км²* в пределах горноскладчатого Урала.

Влияние местных гидрогеологических условий наиболее ярко проявляется на участках развития закарстованных карбонатных пород палеозойского возраста. Так, наибольшие величины среднемноголетнего модуля подземного стока 3—10 *л/сек* с 1 *км²* приурочены к закарстованным породам западного склона Урала, причем максимально вы-

сокие значения наблюдаются в бассейнах рек Косьи, Вишеры, где карбонатные породы закарстованы наиболее интенсивно. На фоне некарстующихся пород повышенными величинами модулей подземного стока (3,5—2,0 *л/сек* с 1 *км*²) выделяются небольшие бассейны развития карстовых и трещинно-карстовых вод Северо-Уральского, Алапаевского, Теченского и других участков.

Отчетливо проявляется на рассматриваемой территории и влияние физико-географических условий на распределение величин подземного стока. Географическое положение складчатого Урала, значительно приподнятого над прилегающими равнинами, препятствует свободному прохождению с запада влажных воздушных масс, поэтому отчетливо прослеживается уменьшение величин подземного стока в юго-восточном направлении. Таким образом, в целом для рассматриваемой территории среднемноголетний модуль подземного стока изменяется в широких пределах — от 0,3 до 5—10 *л/сек* с 1 *км*². Величина слоя подземного стока изменяется соответственно от менее 10 до 300 *мм* в год. Величина среднемноголетнего минимального модуля подземного стока, подчиняясь тем же закономерностям, изменяется в пределах 0,01—4,5 *л/сек* с 1 *км*² (рис. 61).

Наиболее высокие значения модуля минимального стока (3,0—4,5 л/сек с 1 км²) характерны для сильно закарстованных районов западного склона Урала и участков Уфимского плато, наиболее низкие (0,2—0,01 *л/сек* с 1 *км*²) для засушливых районов юго-восточной части Зауралья. Коэффициент подземного стока, т. е. процент подземного стока от осадков, изменяется от 3 до 40%. Наибольшие значения коэффициента подземного стока (20—40%) относятся к закарстованным участкам территории, наименьшие значения 3—5% к районам, характеризующимся неблагоприятными условиями питания подземных вод. На остальных частях территории коэффициент подземного стока составляет от 8 до 15%.

2. ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ

Оценка эксплуатационных запасов подземных вод для конкретных участков или площадей производится обычно путем расчета производительности одного или нескольких взаимодействующих водозаборов, тип и конструкция которых обоснованы граничными условиями участка, гидрогеологическими параметрами водоносного пласта и общими условиями формирования запасов. Для региональной оценки такая методика неприемлема. Прежде всего в горноскладчатых областях водоносные горизонты крайне неоднородны и обусловливают разнообразие граничных условий, не поддающихся даже простейшей геометризации. Поэтому невозможно выбрать для расчета рациональную в технико-экономическом отношении схему водозабора, наличие которой является одним из главных условий ГКЗ для оценки эксплуатационных запасов. Кроме того, при обычно больших площадях региональной оценки значительные трудности вызывает выбор средних значений гидрогеологических параметров и других исходных расчетных данных. В связи с этим региональная оценка может производиться лишь приближенно, и в этих условиях мы считаем более правильным применять термин «эксплуатационные ресурсы» (а не запасы), понимая под ним количество воды, обеспеченное в пределах принятых допущений, всеми видами питания и принципиально определяющее возможный объем использования на длительный срок. Однако существующая в настоящее время техника извлечения подземных вод пока не

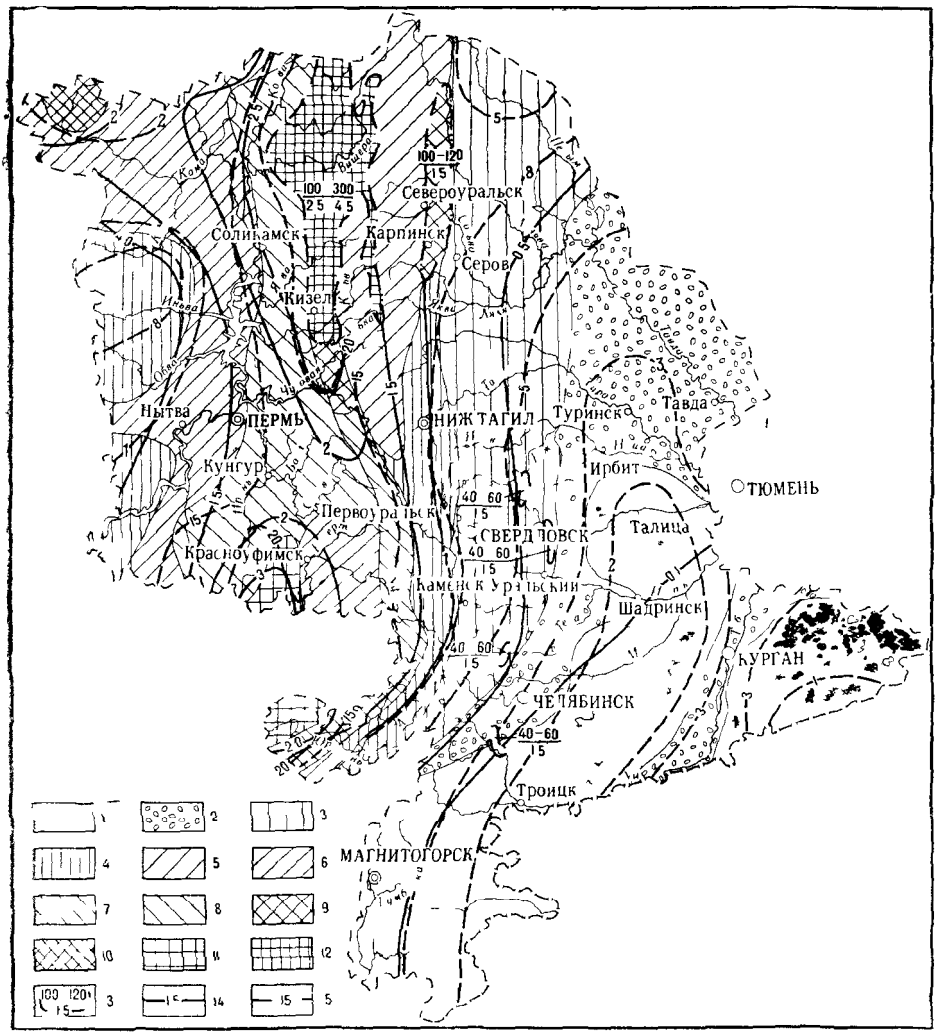


Рис 61 Карта подземного стока Урала в миллиметрах годового слоя и минимальных модулях
Составили В. А Всеволожский, В П. Карпова

Величина годового слоя подземного стока (в *мм*) *1* — от 5 до 10, *2* — от 10 до 20 *3* — от 20 до 40 *4* — от 40 до 60 *5* — от 50 до 100 *6* — от 60 до 80 *7* — от 80 до 100 *8* — от 80 до 120 *9* — от 100 до 120 *10* — от 100 до 150 *11* — от 140 до 160, *12* — от 100 до 300, *13* — участки сложных условий формирования подземного стока (в числителе — подземных сток в *мм* в знаменателе — значение среднемноголетних минимальных модулей подземного стока), *14* — изолинии среднемноголетних минимальных модулей подземного стока, *15* — изолинии коэффициента подземного стока в процентах от осадков

позволяет использовать эксплуатационные ресурсы в полном объеме рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями и часть этих ресурсов будет оставаться

Методика оценки

Как известно, для региональной оценки в пределах общей площади развития водоносных горизонтов или комплексов по совокупности определенных эксплуатационных показателей выделяются участки (районы), границы между которыми условно принимаются за непроницаемые контуры. В этих условиях при длительной эксплуатации

каждого отдельного участка или района будет иметь место, в расчете на среднегодовые показатели, равновесие между расходной и приходной частью общего водного баланса, описываемое следующим уравнением (в единицах расхода)

$$Q_э = Q_у + Q_{ст} + Q_е + \Delta Q_е + \Delta Q_р, \qquad (1)$$

где $Q_э$ — эксплуатационные ресурсы;
$Q_у$ — упругие запасы, высвобождающиеся в результате снижения давления в водоносном пласте при эксплуатации;
$Q_{ст}$ — естественные (статические) запасы, извлекаемые при осушении пласта;
$Q_е$ — естественные ресурсы (динамические запасы), или обеспеченное питание пласта;
$\Delta Q_е$ — дополнительное питание, возникающее в процессе эксплуатации (например, за счет уменьшения величины испарения);
$\Delta Q_р$ — привлекаемые запасы, главным образом за счет инфильтрации поверхностных вод, возникающей при эксплуатации.

Первый член правой части уравнения (1) — упругие запасы — определяется по формуле

$$Q_у = \frac{F \cdot S^x \mu^x}{t}, \qquad (2)$$

где F — площадь оцениваемого участка или района;
S^x — допустимое понижение уровня в пределах общей величины напора;
μ^x — коэффициент водоотдачи в условиях напорного режима эксплуатации (без осушения пласта);
t — расчетное время эксплуатации.

Допустимое понижение уровня для неглубоко залегающих пластов ограничивается положением кровли напорного пласта, а при глубоком залегании — величиной напора имеющихся технических средств водоподъема, которая в настоящее время может быть принята равной 100 *м*.

Приведенная формула отражает наибольший объем упругих запасов, соответствующий равномерной сработке уровня на всей площади оцениваемого района. Практически же законы гидродинамики обусловливают при эксплуатации различные величины понижения в разных точках депрессии. Поэтому для оценки упругих запасов необходимо пользоваться средней величиной понижения или, что проще, ввести в формулу (2) понижающий коэффициент $\alpha_у$, характеризующий возможную долю использования упругих запасов. Значение этого коэффициента может быть принято исходя из следующих соображений. Допустим, что при понижении уровня в водозаборной скважине до кровли пласта (полная сработка напора) воронка депрессии вследствие большой площади развития напорного горизонта не достигает его границ. Тогда на контуре депрессии понижение уровня будет равно нулю, а среднее понижение в пределах всей площади депрессии будет равно, приближенно, половине величины напора. Следовательно, значение понижающего коэффициента для этого случая будет равным 0,5. При взаимодействующих водозаборах или при одном водозаборе, влияние которого достигает границ пласта, среднее понижение уровня будет более половины величины напора, так как на границах, условно принятых водонепроницаемыми, также будет иметь место определенное понижение. Наконец, при безгранично большом количестве водозабор-

ных скважин на площади района, в любой точке пласта понижение уровня будет равно величине напора, и значение коэффициента будет равным 1.

Таким образом, значение коэффициента $\alpha_у$ может изменяться от 0,5 до 1, причем последнее наиболее высокое значение является лишь теоретическим.

Положение несколько меняется, если водоотбор будет осуществляться с понижением уровня в водозаборной скважине ниже кровли пласта, т. е. с частичным его осушением, в связи с чем полная сработка напора будет иметь место на некоторой площади вокруг водозабора. Однако и в этом случае максимальное значение коэффициента $\alpha_у = 1$ может быть получено лишь при таком расположении водозаборов, при котором их воронки будут смыкаться на уровне кровли пласта.

Для рассматриваемой территории напорные воды характерны лишь для Зауралья. Они связаны в основном с водоносным горизонтом серовской и талицкой свит палеогена и (в восточной части Зауралья) с водоносным комплексом отложений среднего и верхнего олигоцена. При этом в области развития малых напоров мощность водоносных горизонтов, как правило, невелика, и понижение уровня ниже кровли пласта неприемлемо вследствие снижения водопропускной способности приемной части скважин. В области же высоких напоров величина их обычно более технических возможностей средств водоподъема, и эксплуатация с частичным осушением пласта также невозможна. Поэтому допустимая величина понижения уровня для определения упругих запасов принята только в пределах сработки напора, но не более 100 *м*, и с учетом возможности размещения водозаборов с некоторым взаимодействием значение коэффициента $\alpha_у$ принято равным 0,7 для всех районов развития напорных вод.

Второй член уравнения (1), характеризующий естественные (статические) запасы, определяется по аналогичной формуле

$$Q_{ст} = \frac{F \cdot S \cdot \mu}{t}. \qquad (3)$$

Однако в отличие от формулы (2) здесь величина μ представляет собой коэффициент водоотдачи для безнапорных условий (при осушении пласта), а S — полное понижение уровня в безнапорном горизонте или понижение ниже кровли для напорного горизонта.

Как и для упругих запасов, здесь полностью сохранятся приведенные выше соображения о степени использования естественных запасов, что требует введения при региональной оценке понижающего коэффициента $\alpha_{ст}$, предельные значения которого могут меняться от 0,5 для невзаимодействующих водозаборов до 1 для безгранично большого количества водозаборных скважин. Как и ранее, расчетное значение коэффициента принято равным 0,7, что согласуется и с данными Н. И. Плотникова (1965 г.), который для прогнозной оценки запасов бассейнов трещинно-карстовых вод принимал «коэффициент извлечения статических запасов» равным 0,6—0,7.

Поскольку для напорных горизонтов принято допустимое понижение лишь в пределах напора, формула (3) используется далее только для оценки естественных запасов безнапорных горизонтов.

Третий член уравнения (1) характеризует величину естественных ресурсов (динамических запасов), или обеспеченное восполнение подземных вод за счет питания. Общий объем естественных ресурсов определен в предыдущем разделе, а для расчетных районов эти ресурсы будут составлять

$$Q_е = F \cdot M_е, \qquad (4)$$

где F — площадь выделенного района;
M_e — модуль естественных ресурсов.

Однако в составе эксплуатационных ресурсов следует учитывать лишь часть естественных путем введения в формулу понижающего коэффициента α_e. При выборе расчетного значения этого коэффициента необходимо учитывать ряд факторов. Представляя естественные ресурсы как обеспеченный питанием расход подземного потока и принимая величину допустимого понижения уровня в безнапорном горизонте равной 0,5—0,7 его мощности, мы отбрасываем ту часть потока, которая проходит ниже динамического уровня эксплуатации, и следовательно, значение коэффициента не может быть выше 0,5—0,7.

Максимальное значение коэффициента α_e для безнапорного горизонта может составлять: при расчетном понижении в водозаборной скважине, равном половине мощности водоносного горизонта, — $0,5\times$ $\times 0,7=0,35$; при расчетном понижении в водозаборной скважине, равном 0,7 мощности водоносного горизонта, — $0,7\times 0,7=0,49$.

Но и эти значения не являются оптимальными, так как дополнительно необходимо учитывать еще ряд факторов, в том числе: фильтрационные свойства водовмещающих пород, которые определяют крутизну депрессионной кривой, степень прикрытости рассматриваемого горизонта или комплекса и, наконец, геоморфологическое положение расчетного района.

Количественное выражение степени влияния этих факторов невозможно, поэтому при окончательном выборе значения коэффициента использования естественных ресурсов неминуем индивидуальный подход. С учетом изложенного при оценке эксплуатационных ресурсов приняты следующие значения коэффициента α_e:

для аллювиальных отложений	0,5
» карбонатных пород	
в межгорных депрессиях	0,7
на прочих площадях	0,35—0,5
» терригенных отложений	0,10—0,20
» эффузивно-метаморфических образований	0,10—0,40
» интрузивных комплексов	0,05

Еще более условен выбор значения коэффициента для напорных горизонтов, которые перекрыты толщей водоупорных пород. В этих случаях, особенно если напорный горизонт не прорезается долинами даже крупных рек, можно предположить, что подземный сток, определяемый по расчленению гидрографа рек, происходит выше кровли горизонта и, следовательно, естественные ресурсы вообще учитываться не должны. Однако факты показывают, что даже в полностью закрытых напорных горизонтах на водораздельных площадях имеет место питание, а в пределах речных долин разгрузка через покрывающую толщу водоупорных пород. В частности, такие условия отчетливо наблюдаются для водоносного горизонта отложений серовской и талицкой свит палеогена. Определить размер такого питания, которое и отражает естественные ресурсы, невозможно, с учетом же других факторов, и в первую очередь фильтрационных свойств водоносных пород, приняты следующие значения коэффициента α_e для напорных горизонтов Зауралья:

для водоносного комплекса среднего и верхнего олигоцена	0,10
» объединенного водоносного горизонта серовской и талицкой свит палеогена и верхнего мела	0,25
» водоносного горизонта серовской и талицкой свит палеогена	0,50

Четвертый член уравнения (1) представляет собой дополнительное питание пласта, возникающее при эксплуатации в связи с понижением уровня. Для безнапорных вод это главным образом два вида питания: за счет уменьшения общего испарения вследствие более глубокого положения уровня подземных вод при эксплуатации и подток со стороны граничных пород.

Первый вид дополнительного питания для локальных участков может иметь большое значение. В частности, для ограниченных по размерам структур на Урале доказано, что в условиях интенсивного и длительного водоотбора общий сток почти полностью переходит в подземный. Однако в региональной оценке следует учитывать, что для подавляющей части площадей развития безнапорных вод статический уровень располагается на таких глубинах, изменение которых уже не влияет на величину испарения.

Второй вид дополнительного питания во многих случаях поддается количественному определению, но в условиях региональной оценки, когда контуры выделенных районов принимаются непроницаемыми, он подлежит исключению.

Для напорных вод дополнительное питание может возникнуть при перераспределении напоров, путем перетока из выше- и нижележащих горизонтов, но определение величины перетоков для региональных условий в настоящее время практически невозможно.

В связи с изложенным в окончательной оценке четвертый член уравнения (1) исключается, а дополнительное питание локальных участков, имеющее место главным образом в карбонатных породах межгорных депрессий, учитывается указанным выше повышением общего коэффициента использования естественных ресурсов до 0,7.

Пятый член уравнения (1) — привлекаемые запасы — при окончательной оценке также исключается, так как: бóльшая часть рассматриваемой территории является областью формирования стока, часть которого уже учитывается третьим членом уравнения, тогда как привлекаемые запасы могут формироваться лишь за счет транзитного стока; количественная оценка инфильтрации речных вод возможна лишь для небольших участков, которые в масштабе региональной оценки не картируются; бóльшая часть поверхностных вод Урала непригодна для хозяйственно-питьевого использования.

В соответствии с изложенным окончательная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод Урала произведена по следующим уравнениям:

для напорных вод

$$Q_э = 0{,}7\frac{F \cdot S^x \cdot \mu^x}{t} + \alpha_e F \mu_e; \qquad (5)$$

для безнапорных вод

$$Q_э = 0{,}7\frac{F \cdot S \cdot \mu}{t} + \alpha_e F \mu_e. \qquad (6)$$

Сделанные ограничения при учете отдельных составляющих эксплуатационных ресурсов позволяют говорить об их полной обеспеченности и гарантированном восполнении в многолетнем разрезе.

Оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод предшествовало составление карты специального гидрогеологического районирования путем выделения расчетных районов (участков) с близкими эксплуатационными параметрами: значением водопроводимости и величиной максимально допустимого эксплуатационного понижения.

Определение водопроводимости произведено в основном по одиночным скважинам упрощенным способом, но с учетом определений по данным ряда групповых откачек. Всего для определения водопроводимости были использованы данные по 8300 одиночных скважинам и по 52 разведанным и эксплуатируемым месторождениям подземных вод.

При районировании по значению водопроводимости принято семь градаций. Однако при исключительно большой фильтрационной неоднородности водоносных пород Урала, развитии локальных зон повышенной водообильности и весьма частой смене литологических разновидностей даже при относительно дробном районировании в пределах почти каждого района оказываются значения водопроводимости, далеко выходящие за пределы данной градации. Поэтому практически выделение районов производилось по преобладающим значениям водопроводимости, а в качестве расчетного принималось среднеарифметическое. При районировании по величине понижения уровня принято три градации.

Надо указать, что при общей сложности гидрогеологических условий, особенно в пределах горной части, районирование проведено с широким обобщением водоносных горизонтов и комплексов, чтобы сократить количество районов, иначе достоверность оценки была бы настолько низкой, что потеряла бы смысл. Даже в условиях указанного обобщения всего выделено 203 расчетных района (рис. 62, см. вкл.).

Согласно вышеизложенному, для оценки эксплуатационных ресурсов в пределах площади каждого расчетного района необходимо выбрать основные исходные данные: водоотдачу, понижение уровня или мощность водоносного горизонта и модуль естественных ресурсов.

Определение водоотдачи является сложной задачей, требующей постановки специальных исследований, выполняющихся при детальных разведочных гидрогеологических работах или при работах режимных станций. Таких исследований на Урале проведено мало, поэтому для региональной оценки величина водоотдачи принята в основном по литературным данным, но во многих случаях с корректировкой по фактически имеющимся определениям. Для безнапорных условий приняты следующие значения водоотдачи:

для аллювиальных отложений	0,20
» карбонатных пород	0,01—0,03
» терригенных толщ	0,0025—0,008
» эффузивно-метаморфических образований (зеленокаменная толща)	0,002—0,004
» метаморфических толщ	0,002
» интрузивных комплексов	0,001—0,002

Для напорных условий значения водоотдачи приняты следующими:

для песчаной толщи среднего и верхнего олигоцена	0,005
» гидравлически связанных горизонтов серовской и талицкой свит палеогена и верхнего мела	0,005—0,01

Выбор того или иного значения для каждого выделенного района производился исходя из средней водопроводимости.

Понижение уровня для районов развития напорных вод принималось равным сработке напора, но не выше 100 *м*, и определялось как среднее по скважинам данного района. Для безнапорных вод понижение уровня принималось равным 0,5—0,7 мощности водоносного горизонта или комплекса, а последняя определялась как разность между глубиной развития активной трещиноватости и средней глубиной статического уровня по скважинам данного расчетного района. Глубина развития активной трещиноватости для различных литологических

комплексов принималась в следующих цифрах, основанных на материалах описания бурового керна и результатах каротажных работ:

для карбонатных пород	
в межгорных депрессиях	150 *м*
в прочих районах	100 „
» терригенных толщ	40 „
» эффузивно-метаморфических образований	50—80 „
» метаморфических толщ	30 „
» интрузивных комплексов	30—50 „

Определение модуля естественных ресурсов (подземного стока) вызвало наибольшие затруднения. Дело в том, что в условиях Урала практически невозможно определить модуль подземного стока для отдельных расчетных районов. Поэтому на карте естественные ресурсы отображаются изолиниями модуля подземного стока, которые секут как водоносные горизонты и комплексы, так и тем более выделенные расчетные районы. Поэтому для определения расчетного значения модуля использовалась методика взвешивания по площадям с различной водопроводимостью, заключенным между двумя изолиниями модуля. В простых случаях принималась визуальная оценка.

Определенные согласно изложенному эксплуатационные ресурсы по каждому расчетному району делились на его площадь. Получался модуль эксплуатационных ресурсов, который и выносился на карту (рис. 63, см. вкл.), где выделено 10 градаций модуля.

При общей площади территории Урала в 514,3 тыс. *км*^{2} региональная оценка эксплуатационных ресурсов произведена на площади 448,5 тыс. *км*^{2}, так как из оценки исключены площади развития вод с минерализацией более 3 *г/л*, площади крупных водохранилищ и значительные площади северо-востока Свердловской области, по которым отсутствуют фактические данные.

Результаты оценки

Восточная окраина Волго-Камского артезианского бассейна

В пределах этой территории пресные подземные воды, представляющие интерес для водоснабжения, приурочены к верхней трещиноватой зоне выветривания горных пород и зонам тектонического дробления. Последние характеризуются наибольшей водообильностью, однако в пределах их возможен подъем высокоминерализованных вод глубоких горизонтов. Оценка ресурсов в Приуралье проводится для безнапорных вод. Небольшие напоры по отдельным скважинам при расчетах во внимание не принимались. Общие эксплуатационные ресурсы определяются по уравнению (6), при этом естественные запасы исчисляются при условии осушения горизонта на половину его мощности.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных речных отложений приурочен к долинам больших и малых рек района. Оценка ресурсов проводится только для аллювия крупных рек: Камы и Вишеры (районы 5 и 11). Ресурсы небольших долин не определялись ввиду недостаточного количества данных, и, кроме того, по своим размерам они не могут быть показаны на карте. Водосодержащими породами являются галечники, гравий, пески, реже суглинки, в которых развиты грунтовые воды. Водопроницаемость аллювиальных отложений весьма неравномерна и колеблется от 2 до

364 *м²/сутки* с преобладанием 100—300 *м²/сутки*. Средняя водопроводимость по районам 128—158 *м²/сутки*. Мощность водоносного комплекса составляет 16—18 *м*. Коэффициенты фильтрации пород изменяются в широких пределах — от 0,1 до 208 *м²/сутки*. Общие эксплуатационные ресурсы в пределах рассматриваемых районов на площади 4,8 тыс. *км²* оценены в количестве 11,5 *м³/сек*, из них 7,9 *м³/сек* формируется за счет восполнения.

Воды аллювия могут использоваться одиночными скважинами с дебитом 1—3 *л/сек* и групповыми водозаборами производительностью 10—50 *л/сек*, при наиболее благоприятных условиях до 100 *л/сек*. Следует учитывать, что увеличение производительности может повлечь повышение минерализации вод за счет подтока глубинных рассолов по трещинным зонам и в областях развития карстующихся сульфатных пород и солей, а также загрязнение их сбрасываемыми в реки промстоками.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод терригенных отложений верхнепермского возраста оцениваются в пределах восточной окраины Русской платформы. При оценке объединены водоносные комплексы отложений татарского и казанского ярусов, близких по литологическому составу и гидрогеологическим параметрам.

Водопроводимость терригенных отложений в целом очень неравномерна и изменяется от единиц до 300 *м²/сутки*. В основном отмечается слабая водопроводимость пород, не превышающая 50 *м²/сутки*, на фоне которой отчетливо выделяются участки с повышенной водопроводимостью, приуроченные к трещинным зонам, связанным с положительными структурами различных порядков. К таким участкам относятся районы формирования Очерского, Камско-Вишерского, Березниковского, Краснокамско-Полазненского, Лобановского и Уфимского валов (районы 4, 10, 67 и др.), в пределах которых водопроводимость составляет 40—300 *м²/сутки*, а средняя достигает 120 *м²/сутки*.

Общие эксплуатационные ресурсы с площади 83 тыс. *км²* оцениваются 24,5 *м³/сек*, из них за счет восполнения формируется 17,7 *м³/сек*. Несмотря на огромные ресурсы подземных вод терригенных отложений верхней перми, организация крупных водозаборов производительностью 50—100 *л/сек* возможна лишь в пределах локальных трещинных зон, развитых в сводах положительных структур, а на бóльшей площади эксплуатация может осуществляться лишь одиночными скважинами с дебитом не выше 10 *л/сек*.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод терригенных отложений кунгурского, артинского и ассельско-артинского ярусов. Водоносные породы характеризуются неравномерной водопроводимостью от 10 до 360 *м²/сутки* при средних значениях по районам 87—171 *м²/сутки*. Наибольшая водопроводимость связана с зонами тектонических нарушений и повышенной трещиноватости, частично обусловленной формированием соляных валов. Особенно четко такие зоны прослеживаются в пределах Тулумбасско-Тисовского вала. Мощность водосодержащей толщи 80 *м* для отложений кунгурского яруса и 40 *м* для артинского, ассельского и сакмарского. Последняя величина учитывает глубину залегания соленых вод. Общие эксплуатационные ресурсы с площади 25,4 тыс. *км²* составляют 23,3 *м³/сек*, из них за счет восполнения формируется 20,8 *м³/сек*.

Эксплуатация терригенных отложений нижнепермского возраста возможна водозаборами производительностью до 10 *л/сек*, в трещин-

ных зонах до 50—100 *л/сек*. При высокой производительности возможен подсос минерализованных вод глубоких горизонтов.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод водоносных горизонтов отложений соликамской свиты нижнеуфимского подъяруса и артинского—кунгурского ярусов (районы 2, 6, 9 и 14). Неравномерная трещиноватость пород обусловила их весьма неоднородную водопроводимость, которая изменяется от единиц до 2000 *м²/сутки*; фоновая водопроводимость составляет 100—400 *м²/сутки*. Наименьшей водопроводимостью, в основном до 50 *м²/сутки*, характеризуется район 9, что объясняется небольшой мощностью соликамских отложений и высоким гипсометрическим их положением. Повышенная водопроводимость связана с наиболее нарушенными участками, часто приуроченными к поднятиям и валам. Такие зоны с водопроводимостью 500—2000 *м²/сутки* отмечаются в южной части района 6, в местах пересечения Березниковского и Игуменского валов долинами рек. В пределах отложений кунгурского яруса повышенной водопроводимостью характеризуется приконтактная зона с терригенными отложениями. Мощность водосодержащей толщи изменяется от 50 до 68 *м*. Общие эксплуатационные ресурсы на площади 20,6 тыс. *км²* определены в 22,0 *м³/сек*, из них за счет восполнения формируется 19,2 *м³/сек*. Карбонатный комплекс пород может эксплуатироваться как одиночными скважинами с дебитом 5—10 *л/сек*, так и групповыми водозаборами производительностью 100—500 *л/сек*.

В целом в пределах Предуралья на территории 133,8 тыс. *км²* общие эксплуатационные ресурсы по всем рассмотренным водоносным комплексам и горизонтам составляют 81,3 *м³/сек*, из них 65,6 *м³/сек* формируется за счет восполнения.

Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости

Охватывает горноскладчатый Урал, занимающий повышенное положение в рельефе, с его весьма сложным геологическим строением, многообразием геоморфологических форм, создающих разнообразие в условиях формирования подземных вод и их каптажа при использовании. Это отчетливо выражено на карте спецрайонирования. Если в Предуралье выделено 15 районов, то на территории горного Урала при почти одинаковой площади выделено 143 района. Объясняется это крайне изменчивыми значениями водопроводимости водоносных толщ, глубины развития трещиноватости в разных породах и большими различиями в глубине залегания уровня подземных вод, т. е. изменчивостью всех показателей специального гидрогеологического районирования для оценки ресурсов. Эксплуатационные ресурсы определяются по уравнению (6), при этом естественные запасы исчисляются при условии осушения горизонта на 0,7 его мощности.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод зон трещиноватости карбонатных отложений. При оценке ресурсов в пределах Урала объединяются все карбонатные породы от кембрий-протерозоя до перми, представленные известняками и доломитами с прослоями терригенных пород. Карбонатные породы характеризуются неравномерной водопроводимостью, которая колеблется в широких пределах, достигая 4650 *м²/сутки*, средняя по районам составляет от 42 до 741 *м²/сутки*. Глубина распространения трещинно-карстовой зоны согласно фактическим данным составляет в среднем 100 *м*, а

для восточного склона Северного Урала до 150 *м*. В связи с этим мощность водоносной толщи изменяется от 74 до 135 *м*.

Общие эксплуатационные ресурсы карбонатных пород с площади 27,7 тыс. *км*^{2} составляют 76,9 *м*^{3}/*сек*, из них за счет восполнения формируется 63,9 *м*^{3}/*сек*. Таким образом, при сравнительно небольших емкостных (естественных) запасах здесь имеют место большие эксплуатационные ресурсы, основная часть которых приурочена к наиболее крупным массивам карбонатных пород, где возможна организация водозаборов с дебитом 100—1000 *л*/*сек*, а в придолинных участках и более. В пределах узких полос известняков производительность водозаборов не может превышать 25—60 *л*/*сек*, реже 100 *л*/*сек*.

Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона оценивается в пределах Тагило-Магнитогорского синклинория и восточного склона Урала. Водоносной является верхняя, преимущественно до глубины 50 *м*, трещиноватая зона. Региональное развитие коры выветривания и трещиноватости определяют гидравлическую связь различных литологических разностей пород между собой, образующих единый сложно построенный водоносный комплекс зон трещиноватости. Подземные воды имеют свободный (безнапорный) уровень. Фоновая водопроводимость пород незначительна и в основном не превышает 50 *м*^{2}/*сутки*.

На фоне такой малой водопроводимости пород, в пределах развития линейных зон отмечается повышенная водопроводимость, до 200—600 *м*^{2}/*сутки*.

Суммарные эксплуатационные ресурсы данного водоносного комплекса на площади 59,5 тыс. *км*^{2} составляют 6,2 *м*^{3}/*сек*, из них за счет восполнения формируются 4,3 *м*^{3}/*сек*. Водоносный комплекс эффузивно-метаморфической толщи не представляет интереса для централизованного водоснабжения. Он может эксплуатироваться лишь одиночными скважинами с дебитом до 0,5, реже 1—3 *л*/*сек*.

Водоносные комплексы зон трещиноватости в интрузивных породах оцениваются в основном в пределах восточного склона Урала, где они имеют наиболее широкое распространение, в меньшей мере в пределах Центрального Урала. Интрузивные породы слагают серию мелких и крупных магматических тел в виде увалистых возвышенностей, расчлененных долинами мелких рек. На значительной площади распространения в центральных частях массивов интрузивные породы являются практически безводными, что отражается водопроводимостью, которая редко превышает 30 *м*^{2}/*сутки*. В пределах периферических зон интрузий, особенно при наличии тектонического контакта с вмещающими породами, в полях жильных образований, также обычно связанных с внутренней тектоникой интрузивных тел, отмечается повышенная водопроводимость, достигающая в отдельных местах 200—400 *м*^{2}/*сутки*. Средняя водопроводимость по таким районам колеблется от 85 до 146 *м*^{2}/*сутки*.

Общие эксплуатационные ресурсы водоносного комплекса интрузивных пород с площади 29,9 тыс. *км*^{2} определены в количестве 1,2 *м*^{3}/*сек*, из них за счет восполнения формируется 0,5 *м*^{3}/*сек*.

Для централизованного водоснабжения данный водоносный комплекс интереса не представляет, за исключением трещинных зон жильных полей и окраинных зон, особенно в районах тектонических нарушений, где возможен каптаж подземных вод водозаборами до 30 *л*/*сек*, на отдельных участках до 100 *л*/*сек*.

Водоносные комплексы зон трещиноватости в терригенных отложениях девона и карбона оценива-

ются в пределах западного и восточного склонов Урала и представлены песчано-глинистой толщей с прослоями конгломератов, известняков и кварцитов, а также фтанитами с возрастным диапазоном от девона до триас-юры. Терригенные отложения характеризуются малой водопроводимостью пород, не превышающей 50 *м²/сутки*. В пределах линейных зон повышенной трещиноватости и в долинах рек водопроводимость пород повышается до 150 *м²/сутки*, а для отложений артинского и триас-юрского возраста до 430 *м²/сутки*. Средняя водопроводимость по районам изменяется от 2 до 143 *м²/сутки*. Мощность водоносной зоны колеблется от 12 до 36 *м*, в пределах отложений пермского возраста до 80 *м*.

Суммарные эксплуатационные ресурсы терригенного комплекса с площади 18,2 тыс. *км²* определены в количестве 3,9 *м³/сек*, из них 3,0 *м³/сек* формируется за счет восполнения.

Подземные воды могут быть каптированы одиночными скважинами производительностью до 1—2 *л/сек* и лишь в линейных зонах до 5—10 *л/сек*.

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований верхнего протерозоя—кембрия оценивается в основном в пределах Центрального Урала и частично восточного склона. В литологическом отношении он представлен разнообразными древними образованиями: кристаллическими сланцами, кварцитами, песчаниками, конгломератами с прослоями мраморизованных известняков и доломитов. Мощность водосодержащей трещинной зоны не превышает 30—40 *м*. Водопроводимость пород невелика и в основном не превышает 50 *м²/сутки*, средняя по районам колеблется от 5 до 22 *м²/сутки*. На фоне такой малой водопроводимости пород отмечаются зоны линейной трещиноватости, характеризующиеся водопроводимостью до 335 *м²/сутки*.

Эксплуатационные ресурсы в пределах метаморфической толщи с площади 36,9 тыс. *км²* определены в количестве 2,0 *м³/сек*, из них 1,5 *м³/сек* формируется за счет восполнения.

Подземные воды могут быть использованы путем организации водозаборов производительностью до 10—20 *л/сек* в зонах повышенной трещиноватости и до 3—5 *л/сек* в придолинных участках рек.

Общие эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод в пределах горноскладчатого Урала с площади 172,2 тыс. *км²* составляют 90,2 *м³/сек*, из них за счет восполнения формируется 73,2 *м³/сек*. Значительная часть эксплуатационных ресурсов (33,8 *м³/сек*) приурочена к необжитым районам, где нет потребности в подземных водах, а привлечение их для водоснабжения других районов нерационально вследствие большой удаленности.

Тобольский артезианский бассейн

Оценка ресурсов подземных вод в пределах бассейна проводится по водоносному горизонту отложений серовской и талицкой свит палеогена и водоносному комплексу отложений среднего и верхнего олигоцена. Подземные воды меловых отложений оцениваются только в западной части совместно с водами горизонта отложений серовской и талицкой свит палеогена, а также палеозойского комплекса пород. Характерным для водоносных комплексов территории является изменчивость всех параметров по площади, часто на небольшом расстоянии.

Водоносные комплексы отложений палеоцена—нижнего эоцена, мела и палеозоя оцениваются для зоны выхода этих отложений на поверхность, в краевой зоне Тобольского ар-

тезианского бассейна, вдоль восточной окраины горноскладчатого Урала, где они гидравлически тесно связаны между собой. Водопроводимость пород комплекса неравномерна и изменяется от единиц до 560 *м²/сутки*, средняя по районам составляет 19—383 *м²/сутки*. Наибольшая водопроводимость наблюдается в осевых зонах депрессий, где мощность водоносных пород увеличена. Общие эксплуатационные ресурсы горизонта с площади 31,5 тыс. *км²* определены в количестве 3,5 *м³/сек*, из них 2,0 *м³/сек* формируется за счет восполнения. Наибольший практический интерес для хозяйственно-питьевого водоснабжения имеют эрозионно-тектонические депрессии. В западных районах с ними связано наличие ряда обособленных мелких артезианских бассейнов с пресными водами, в пределах которых возможная производительность водозаборов оценивается в 50—130 *л/сек*. На бо́льшей части территории эксплуатация комплекса может производиться путем каптажа одиночными скважинами с дебитом 1—10 *л/сек*.

Водоносный комплекс отложений среднего и верхнего олигоцена оценивается в пределах Восточного Зауралья, где воды основных водоносных комплексов становятся непригодными для питья вследствие высокой минерализации (свыше 3 *г/л*). Водопроводимость тонкозернистых песков среднего и верхнего олигоцена колеблется в больших пределах — от 0 до 192 *м²/сутки*, в основном не превышая 50 *м²/сутки*; средняя по районам составляет 11,0—67,0 *м²/сутки*. Эксплуатационные ресурсы данного водоносного комплекса с площади 20,7 тыс. *км²* определены в количестве 0,7 *м³/сек*, включающих воды с минерализацией до 3 *г/л*. Основную часть ресурсов (0,67 *м³/сек*) составляют упругие запасы.

Для централизованного водоснабжения воды данного водоносного комплекса не используются в виду малой его водообильности. Однако он широко эксплуатируется для нужд сельского хозяйства путем каптажа одиночными скважинами с дебитом до 1 *л/сек*, в редких случаях до 3 *л/сек*. В 1968 г. впервые разведан групповой водозабор на производительность порядка 10 *л/сек*.

Водоносный комплекс палеоцена — нижнего эоцена (серовская и талицкая свиты) имеет почти повсеместное распространение и является основным водоносным горизонтом в пределах Зауралья. Мощность обводненной толщи колеблется от 2—5 *м* на западе до 50—60 *м* на востоке, в осевых зонах депрессий достигает 100 *м*. В восточном же направлении происходит погружение опок под более молодые отложения палеогена и неогена, и водоносный горизонт становится напорным, причем увеличение напора в крайних восточных районах достигает 200 *м*. По мере погружения водоносные опоки фациально замещаются на востоке водоупорной глинистой толщей и уже не являются водоносным горизонтом.

Водопроводимость пород опокового горизонта весьма неравномерна. Повышенной водопроводимостью характеризуются глубокие участки депрессий и придолинные площади. На карте (см. рис. 62) отчетливо видно увеличение водопроводимости пород придолинных участков, где она достигает 500—1000 *м²/сутки* и более, и уменьшение ее к водоразделам. В пределах последних она составляет всего 10—50 *м²/сутки*.

Эксплуатационные ресурсы опокового горизонта для вод с минерализацией до 3 *г/л* с площади 90,2 тыс. *км²* определены в количестве 19,8 *м³/сек*, из них за счет восполнения формируется только 1,6 *м³/сек*. Основную часть ресурсов опокового горизонта составляют упругие запасы. Опоковый горизонт подземных вод имеет большое практическое значение для хозяйственно-питьевого водоснабжения и на придолин-

ных участках может эксплуатироваться водозаборами производительностью 50—100 *л/сек* и более.

В восточной части территории воды опокового горизонта характеризуются высокой минерализацией, в связи с чем оценка их не производилась.

Общие эксплуатационные ресурсы в пределах Тобольского бассейна с площади 142,4 тыс. *км*^{2} составляют 24,0 *м*^{3}/*сек*, из них основная часть (20,4 *м*^{3}/*сек*) формируется за счет упругих запасов.

Общие выводы

В результате выполненных расчетов эксплуатационные ресурсы подземных вод Урала определены в количестве 199,5 *м*^{3}/*сек*. Распределение их по основным регионам, водоносным горизонтам и комплексам, а также по составу приведено в табл. 13.

Таблица 13

Распределение общих эксплуатационных ресурсов по регионам, водоносным горизонтам и комплексам

Водоносные горизонты и комплексы	Площадь оценки, тыс. *км*^{2}	Естественные запасы, *м*^{3}/*сек*	Естественные ресурсы (восполнение), *м*^{3}/*сек*	Суммарные эксплуатационные ресурсы, *м*^{3}/*сек*	Модуль экспл. ресурсов, *л/сек* с 1 *км*^{2}
Предуралье					
Четвертичные аллювиальные отложения	4,8	3,6	7,9	11,5	2,37
Терригенные отложения верхней перми	83,0	6,8	17,7	24,5	0,29
Терригенные отложения нижней перми	25,4	2,5	20,8	23,3	0,91
Карбонатные отложения	20,6	2,8	19,2	22,0	1,27
Итого	133,8	15,7	65,6	81,3	0,61
Горноскладчатый Урал					
Карбонатные отложения	27,7	13,0	63,9	76,9	2,77
Терригенные отложения	18,2	0,9	3,0	3,9	0,21
Вулканогенно-осадочные породы (зеленокаменная толща)	59,5	1,9	4,3	6,2	0,11
Метаморфические образования	36,9	0,5	1,5	2,0	0,06
Интрузивные комплексы	29,9	0,7	0,5	1,2	0,04
Итого	172,2	17,0	73,2	90,2	0,52
Зауралье					
Палеогеново-меловой	31,5	1,5	2,0	3,5	0,11
Серовской и талицкой свит палеогена	90,2	18,2	1,6	19,8	0,22
Среднего и верхнего олигоцена	20,7	0,67	0,03	0,7	0,03
Итого	142,4	20,4	3,6	24,0	0,17
Всего по Уралу	448,4	53,1	142,4	195,5	0,43

Таким образом, общие эксплуатационные ресурсы довольно значительны, причем более половины их заключается в карбонатных породах. Указанными ресурсами возможно обеспечить всю потребность

народного хозяйства в хозяйственно-питьевых водах, однако практически решение такой задачи является достаточно сложным. Объясняется это главным образом неравномерным распределением ресурсов и потребителей. В частности, из перспективного использования пока следует исключить эксплуатационные ресурсы подземных вод значительной площади необжитых районов севера и северо-востока Урала, на которых практически нет населения. Специальный подсчет показал, что на общей площади этих районов в 87,1 тыс. *км*^{2} суммарные ресурсы составляют 54,4 *м*^{3}/*сек* или примерно 27% общих.

Другая причина сложности решения вопросов водоснабжения касается лишь крупных водопотребителей и заключается в невозможности создания групповых водозаборов с высокой производительностью в пределах многих гидростратиграфических единиц. Поэтому уже в настоящее время не редки случаи организации поисково-разведочных работ на расстоянии 35—50 *км* от водопотребителя, а для наиболее крупных городов на расстоянии 100—120 *км*. Необходимо также отметить, что в пределах горноскладчатого Урала и частично в Зауралье удовлетворение даже небольшой потребности (5—10 *л/сек*) нередко осуществляется на расстоянии 5—8 *км* от водопотребителя и требует постановки широкого комплекса работ: геофизических, буровых, опытных, каротажных и др.

Глава VII

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Историческое развитие народного хозяйства Урала и его природные условия предопределили использование подземных вод главным образом в виде двух направлений: для хозяйственно-питьевого водоснабжения городов, рабочих поселков, сельских населенных пунктов и промышленных предприятий и в виде водоотлива при разработке месторождений полезных ископаемых, когда подземные воды осложняют ведение горных работ. Другие направления использования подземных вод на Урале развиты слабо. Так, минеральные лечебные воды, хотя и используются в достаточно большом количестве пунктов, но в очень малых объемах, составляющих ничтожную долю общих ресурсов этих вод. Йодо-бромные воды, развитые в пределах восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна, используются лишь одним водозабором.

Незначительно используются подземные воды и в сельскохозяйственной мелиорации. Объясняется это своеобразной климатической обстановкой рассматриваемой территории, на которой южные районы с засушливым климатом не имеют достаточных ресурсов подземных вод или последние имеют высокую минерализацию и не могут быть использованы для орошения. В северных и горных районах с избыточным увлажнением, где требовались бы осушительные мероприятия, как правило, развиты ландшафты, непригодные для ведения сельского хозяйства. Поэтому основные массивы орошения на Урале располагаются обычно на пойменных и террасовых участках речных долин, и для орошения используются непосредственно речные воды или воды стариц и озер, находящихся на поймах. Проблема же осушения воз-

никает обычно только при разработке торфяных месторождений, связанных с заболоченными площадями.

Использование подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения на Урале длительное время развивалось на основе бурения одиночных водозаборных скважин, которое проводилось в условиях отсутствия надлежащего гидрогеологического обоснования. По мере увеличения потребности в воде в ряде пунктов фактически образовались групповые водозаборы, производительность которых в отдельных случаях достигала значительных величин. Примечательно, что, несмотря на слабое развитие в то время гидрогеологии как науки, на многих таких водозаборах дополнительные скважины бурились по определенной системе (чаще всего в виде линейного ряда), основным же недостатком с современных позиций являлись случайные расстояния между скважинами.

Большинство из таких фактически сложившихся групповых водозаборов работает и в настоящее время, но эксплуатационные запасы подземных вод по ним не утверждались и во всех сводках принимаются равными фактическому водоотбору*. Наибольшее количество фактически сложившихся групповых водозаборов располагается в пределах восточной окраины Восточно-Русского артезианского бассейна, где преимущественное развитие подземных вод пластового типа позволяло достаточно уверенно осуществлять бурение дополнительных скважин без каких-либо изысканий. Уже в настоящее время в Пермской области такие водозаборы дают большую часть подземных вод. Так, по данным разового учета по водозаборам с производительностью выше 5 тыс. $м^3$/*сутки* за 1967 г. 80% хозяйственно-питьевых вод было извлечено фактически сложившимися водозаборами и только 20% водозаборами, сооруженными на разведанных и утвержденных запасах.

Вторая группа водозаборов, работающих на утвержденных запасах, начала развиваться на Урале относительно поздно. Первое для Урала утверждение эксплуатационных запасов подземных вод относится к 1950 г., но и в последующем, до 1959 г., поисково-разведочные гидрогеологические работы для решения вопросов водоснабжения проводились не систематически и в малых объемах. Наиболее широко они начали развиваться с 1959 г. и привели к быстрому росту утвержденных запасов. Так, по сравнению с количеством утвержденных запасов на 1959 г. они возросли, к 1963 г.— в 4,7 раза, к 1966 г.— в 10 раз, к 1969 г.— в 15,2 раза.

Однако освоение разведанных месторождений происходит медленно и отстает от темпов прироста запасов. Поэтому и к настоящему времени в общем водоотборе хозяйственно-питьевых вод значительную долю составляют неутвержденные запасы. Если рассматривать состояние освоения запасов подземных вод по отношению к их общей сумме (включая в последнюю утвержденные запасы и водоотбор фактически сложившихся водозаборов), то по состоянию на 1 января 1968 г. получим следующие цифры (табл. 14).

Приведенные данные показывают, что в 1967 г. фактически сложившимися водозаборами отобрано подземных вод примерно в полтора раза больше, чем водозаборами, работающими на утвержденных запасах. Из этой же таблицы следуют два существенных вывода.

1. Поскольку из вовлеченных в эксплуатацию утвержденных запасов (22,3% об общих) фактический водоотбор составляет менее 50%

* Оценка и утверждение запасов подземных вод по таким водозаборам затруднены вследствие отсутствия режимных наблюдений и крайне неравномерной работы отдельных скважин, что в условиях расположения их на различных расстояниях друг от друга практически не позволяет использовать гидродинамические расчеты.

Таблица 14

Состояние освоения запасов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (в % к их общей сумме)

№ п/п	Показатели	Всего	В том числе	
			водозаборами с утвержденными запасами	фактически сложившимися водозаборами
1	Общая сумма запасов	100	82,9	17,1
2	Из них вовлечено в эксплуатацию	39,4	22,3	17,1
3	Фактический водоотбор за 1967 г. по материалам разового учета	28,1	11,0	17,1
	Кроме того			
4	находится в стадии строительства	10,4	10,4	—
5	находится в стадии проектирования	13,5	13,5	—

(11,0% от общих), то одной из главнейших задач эксплуатирующих организаций является доведение производительности водозаборов до уровня утвержденных запасов.

2. Общее вовлечение в эксплуатацию всего 26,9% (22,3 : 82,9) от суммы утвержденных на 1/I 1968 г. эксплуатационных запасов подземных вод, а с учетом строящихся и проектируемых водозаборов 5,7%, явно недостаточно. Если даже строящиеся и проектируемые водозаборы будут введены в эксплуатацию в течение ближайших 5 лет, то и в этом случае останутся неосвоенными более 40% уже разведанных и утвержденных запасов. Но за эти годы в результате продолжающихся разведочных работ будет получен новый прирост запасов, и по ориентировочным подсчетам на 1976 г. объем запасов, вовлеченных в эксплуатацию, будет составлять не более 35% от общих утвержденных. Поэтому серьезной задачей коммунальных и промышленных предприятий является увеличение темпов строительства новых водозаборов на базе утвержденных запасов и ускорение ввода их в эксплуатацию.

Кроме групповых водозаборов, значительные количества подземных вод отбираются одиночными водозаборными скважинами, обеспечивающими потребность мелких населенных пунктов, сельскохозяйственных ферм, отдельных промышленных предприятий и других мелких потребителей. По учету на 1/I 1968 г. общее количество работающих одиночных водозаборных скважин превышает 10000, а суммарная производительность их по результатам разведочных откачек почти вдвое превышает водоотбор групповых водозаборов. Однако фактический водоотбор из одиночных скважин меньше возможной общей производительности, поскольку во многих случаях потребность в воде ниже, чем полученная производительность скважины. По имеющимся данным контрольных обследований одиночных скважин можно приближенно считать, что фактический водоотбор из одиночных скважин в среднем составляет 76% от производительности разведочных откачек.

Водоотлив подземных вод при разработке месторождений полезных ископаемых как средство осушения горных выработок начал осуществляться с началом горных работ на Урале и в основном с 20-х годов текущего столетия, когда на рудниках была начата отработка горизонтов ниже уровня подземных вод, а в последующем и ниже базисов поверхностного стока.

В настоящее время практически все месторождения полезных ископаемых на Урале, за исключением мелких месторождений строительных материалов, отрабатываются с водоотливом, а максимальные глу-

бины отработки в ряде случаев уже достигают 300—400 *м* ниже базисов поверхностного стока. В условиях развитой горной промышленности Урала общий объем водоотлива в настоящее время составляет значительную величину, почти вдвое превышающую фактический водоотбор подземных вод групповыми водозаборами.

Из общего объема водоотлива шахтных вод почти 45% представляют воды, качество которых полностью или почти полностью отвечает требованиям ГОСТа на питьевую воду. По данным достаточно большого количества анализов, указанные воды могут быть использованы для хозяйственно-питьевых целей лишь при небольшой подготовке, главным образом в виде обеззараживания, являющегося преимущественно предупредительной мерой. Значительный объем водоотлива осуществляется через дренажные скважины предварительного водопонижения, вода которых, как правило, может быть использована вообще без какой-либо подготовки.

Это положение позволяет полагать, что за счет указанного водоотлива могут быть значительно увеличены и вовлечены в эксплуатацию запасы подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Практически эти вопросы на Урале начали решаться в последнее десятилетие и к настоящему времени на нескольких рудниках по согласованию с органами санитарной инспекции осуществлен каптаж рудничных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения шахтных поселков и частично довольно крупных городов. Каптах в этих случаях осуществлен в закрытых горных выработках, не нужных для последующих добычных работ и расположенных вне их влияния, или через дренажные скважины предварительного водопонижения. Кроме того, в последние годы выполнялись систематические наблюдения за режимом водоотлива на некоторых рудниках, и по трем из них к настоящему времени ГКЗ утверждены эксплуатационные запасы подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения ближайших к рудникам городов. В том числе для одного из рудников по результатам работы узла дренажных скважин предварительного водопонижения утверждены запасы в количестве 50,0 тыс. $м^3/сутки$ и уже вовлечены в эксплуатацию для водоснабжения города.

Значительный объем рудничного водоотлива относится к водам, непригодным для хозяйственно-питьевого, а в бо́льшей части и для технического водоснабжения. Преимущественно это кислые воды водоотлива угольных и медноколчеданных месторождений.

С учетом этого современное использование общих ресурсов подземных вод описываемой территории представляется в следующем виде (табл. 15).

Таким образом, современное использование подземных вод на Урале очень мало и составляет 14,8% от общих ресурсов. Из этого, казалось бы, можно сделать вывод, что дальнейшей прирост эксплуатационных запасов подземных вод не представляет затруднений и путем постановки поисково-разведочных работ можно в конечном итоге обеспечить всю потребность народного хозяйства Урала в хозяйственно-питьевой воде. Однако фактически это далеко не так, и обеспечение водой населенных пунктов, особенно с большим водопотреблением, является довольно сложной задачей. Объясняется такое положение несколькими причинами, из которых основными являются неравномерность распределения ресурсов подземных вод и сложившееся размещение водопотребителей.

Так, наиболее обжитые районы с развитой промышленностью и высокой плотностью населения располагаются в пределах горной части Среднего и Южного Урала, тогда как значительная часть общих ре-

Таблица 15

Современное использование подземных вод на Урале на 1/I 1968 г.

Извлечено подземных вод за 1967 г.	В процентах к общим ресурсам	В процентах к общему использованию
Групповыми водозаборами хозяйственно-питьевых вод	3,1	20,7
Одиночными водозаборными скважинами	5,7	38,5
Рудничными водоотливами вод хорошего состава	2,6	17,8
Рудничными водоотливами вод непригодных для использования	3,4	23,0
Итого	14,8	100,0

сурсов подземных вод (около 36%) сосредоточена в северных районах Урала, практически не имеющих населения. На Среднем и Южном Урале водоносные комплексы вулканогенно-осадочных, метаморфических и интрузивных пород характеризуются низкими значениями эксплуатационного модуля. Эти комплексы занимают очень большие площади, что в конечном итоге дает значительные общие ресурсы, однако потенциальные возможности использования этих ресурсов незначительны, так как эксплуатация указанных водоносных комплексов (за исключением локальных зон повышенной водообильности) возможна лишь одиночными скважинами с небольшой производительностью, недостаточной для удовлетворения потребности даже небольших населенных пунктов. Если к этому добавить весьма сложные геолого-структурные условия формирования эксплуатационных запасов подземных вод на большей части территории Урала, то становится понятной вся сложность работы гидрогеологов в решении задач водоснабжения народного хозяйства Урала.

Поэтому для последующих поисково-разведочных гидрогеологических работ большое значение будет иметь типизация месторождений подземных вод Урала, выявление основных условий формирования эксплуатационных запасов в каждом типе месторождений и определение их оптимальных возможностей и тем самым значения в решении вопросов централизованного водоснабжения. Такие проработки в первом приближении и выполнены в настоящей работе и сопровождаются описанием основных типов месторождений подземных вод, разведанных преимущественно в последнее десятилетие. Это позволит в дальнейшем более правильно оценивать перспективы отдельных участков и на более высоком методическом уровне проектировать поисково-разведочные гидрогеологические работы.

Под месторождением подземных вод понимается наиболее водообильный участок скопления подземных вод в пределах одного или нескольких водоносных горизонтов или комплексов, позволяющий каптировать его водозабором, рациональным в технико-экономическом отношении и обеспечивающим производительность, равную или близкую величине эксплуатационных запасов в пределах площади поверхностного водосбора, междуречья или депрессионной впадины без ухудшения качества воды за эксплуатационный период. Под эксплуатацион-

ными запасами подземных вод при этом понимаются статические и динамические запасы, срабатываемые в процессе эксплуатации месторождения на 0,5 мощности горизонта или трещинной зоны за 50 лет.

2. ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Типизация месторождений пресных подземных вод Урала, приведенная в табл. 16, составлена на основе проработки и анализа огромного материала почти по всем разведанным и эксплуатируемым для хозяйственно-питьевого водоснабжения месторождениям. Она не учитывает все возможные варианты сочетания различной гидрогеологической обстановки в сложных и разнообразных условиях формирования подземных вод в пределах Урала, но основные наиболее важные особенности в ней отражены.

В предлагаемой классификации, представляющей первый для Урала опыт типизации месторождений подземных вод, выделены группы, типы, подтипы, виды и разновидности месторождений подземных вод.

Группы месторождений выделены по гидродинамическим условиям в разрезе и индексируются римскими цифрами.

Месторождения безнапорных вод (I) характеризуются свободным уровнем или на отдельных участках местным напором, который срабатывается в начальный период эксплуатации даже при разведочных откачках. Месторождения первой группы развиты в пределах горноскладчатого Урала, открытых гидрогеологических структур Восточно-Русского артезианского бассейна и в западных частях Тобольского бассейна.

Месторождения напорных вод (II) характеризуются повсеместным развитием водоупорной кровли и значительными величинами напоров, которые не срабатываются в период эксплуатации. Месторождения второй группы преимущественно развиты в пределах Тобольского артезианского бассейна и частично в закрытых гидрогеологических структурах горноскладчатого Урала.

Месторождения напорно-безнапорных вод (III) объединяют месторождения трещинно-жильных вод, характеризующиеся напорными условиями при вскрытии их в начальной стадии эксплуатации, и месторождения смешанного типа, где верхние горизонты безнапорные или имеют слабый напор, который срабатывается при эксплуатации, а нижележащие — напорные *.

Типы месторождений подземных вод выделены по условиям формирования и циркуляции подземных вод с учетом геолого-литологических факторов. В классификационной схеме типы месторождений подземных вод индексируются арабскими цифрами. Всего выделено семь типов месторождений подземных вод, в том числе три типа в первой, три типа во второй (из них один тип общий с первой группой) и два типа в третьей группе.

Месторождения пластово-поровых вод (I—1) приурочены к аллювиальным отложениям речных долин. Основными формирующими факторами являются: мощность аллювиальных отложений, площадь их развития и гранулометрический состав, обусловливающий фильтрационные свойства. При оценке эксплуатационных за-

---

* Выделение месторождений III группы представляется недостаточно правомерным, но на данной стадии разработки классификационной схемы может быть полезным, поскольку в эту схему входят имеющие большое значение для Урала месторождения трещинно-жильных вод — *Прим. ред*

пасов большое значение имеет размер инфильтрационного питания (привлекаемые запасы), в соответствии с которым режим эксплуатации месторождений этого типа обычно стабильный.

Основные месторождения пластово-порового типа развиты в пределах Восточно-Русского артезианского бассейна, где в широких долинах многих рек мощность аллювия и фильтрационные свойства его достаточно высоки. В пределах горноскладчатого Урала ввиду малой мощности аллювиальных отложений и ограниченности распространения собственно месторождения пластово-порового типа образуются редко, но не являются исключением. В пределах Зауралья (Тобольский артезианский бассейн), имеющего равнинный рельеф аккумулятивного типа, аллювиальные отложения речных долин сильно заглинизированы и эксплуатационные возможности их незначительны.

Месторождения трещинных вод (I—2) связаны с зоной экзогенной трещиноватости горных пород, не подверженных процессам карстования. Это широкая группа осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных пород, водоносность которых определяется сочетанием геологических и гидрогеологических факторов. К числу первых относится литологический состав и структурное положение, с которыми связана интенсивность и глубина развития трещиноватости. Из гидрогеологических факторов основное значение имеют условия питания и взаимосвязь с поверхностными водами.

Наибольшее количество месторождений этого типа связано с песчаниково-мергельной толщей пермского возраста (плитняковый водоносный горизонт) и приурочено к купольным частям пологих антиклинальных структур Восточно-Русского артезианского бассейна. В связи с широким развитием этой толщи, большой мощностью трещинной зоны ее и часто благоприятными условиями связи с поверхностными водами месторождения трещинного типа имеют исключительно большое *значение для водоснабжения территории Предуралья.*

В пределах горноскладчатого Урала вследствие малой степени трещиноватости и небольшой глубины ее развития в некарстующемся комплексе пород, а также при большой величине поверхностного стока в условиях хорошей расчлененности рельефа эксплуатация подземных вод трещинного типа в основном возможна лишь одиночными скважинами.

Месторождения трещинно-карстовых вод связаны с карбонатными породами: известняками, доломитизированными известняками и доломитами, которые подвержены процессам карстования, нередко значительно увеличивающим фильтрационные свойства и общую емкость пород трещинно-карстовой зоны.

Месторождения этого типа со свободным уровнем (I—3) развиты в пределах горноскладчатого Урала и преимущественно в межгорных депрессиях. Основными формирующими факторами в этих условиях являются: степень трещиноватости и закарстованности карбонатных пород, характер заполнения карстовых полостей, мощность трещинно-карстовой зоны, геоморфологическое положение массива карбонатных пород и водообильность окружающих пород, для которых массив карбонатных пород является естественной дреной. Как правило, связь трещинно-карстовых и поверхностных вод хорошая, и в оценке эксплуатационных запасов месторождений подземных вод получает значение расход реки, если таковая пересекает карбонатный массив, *или* количество атмосферных осадков, если карбонатный массив располагается на водоразделе. Месторождения трещинно-карстового типа

Типизация месторождений подземных вод Урала в пределах Свердловской, Челябинской, Пермской и Курганской областей

Составила А. С. Веретенникова

Группы месторождений по гидродинамическим условиям залегания подземных вод	Типы по условиям формирования и циркуляции подземных вод	Подтипы по геоморфологическому положению месторождений	Виды по площадному распространению и граничным условиям месторождений	Разновидности по условиям питания подземных вод продуктивных водоносных горизонтов или комплексов	Величина эксплуатационных запасов подземных вод, тыс. м³/сутки	Количество месторождений, ед. / Количество запасов, %	Приуроченность месторождений к водоносным горизонтам или комплексам и к геологическим структурам
1	2	3	4	5	6	7	8
1—Безнапорные	1. Пластово-поровые	А—Приречные	A_1—В широких речных долинах	a_1—Инфильтрационное, благоприятное	14—30	1,6 / 2,4	В аллювиальных отложениях крупных рек Предуралья
				$б_1$—Атмосферное, благоприятное	3—3,5	2,4 / 0,5	В аллювиальных отложениях надпойменных террас больших и малых рек Предуралья
			A_2—В узких речных долинах	a_1—Инфильтрационное, благоприятное	6,5—7,5	2,4 / 1,1	В аллювиальных отложениях небольших рек Предуралья и Зауралья
	2. Трещинные	А—Приречные	A_1—В крупных массивах некарстующихся пород	a_1—Инфильтрационное, благоприятное	50—100	0,8 / 5,1	В известняково-мергелистой и известняково-песчаниковой толщах верхнепермских водоносных комплексов Предуралья
				a_2—Инфильтрационное, неблагоприятное	10—30	4,7 / 11,5	В туфогенной толще водоносного комплекса вулканогенно-осадочных пород Урала (восточного склона). В известняково-мергелистой и известняково-песчаниковой толщах

						верхнепермских и песчанико-конгломератовой толще нижнепермских водоносных комплексов, в куполах антиклинальных складок Предуралья
		A_2 – В малых массивах некарстующихся пород	a_1 – Инфильтрационное, неблагоприятное	7–20	2,1 / 3,0	В известняково-мергелистой и известняково-песчаниковой толщах верхнепермских водоносных комплексов, в куполах небольших антиклинальных складок Предуралья (Предуральский прогиб)
	Б – Водораздельные	$Б_1$ – В крупных массивах некарстующихся пород	$б_1$ – Атмосферное, благоприятное	2–3	0,8 / 0,1	
3. Трещинно-карстовые	А – Приполинные	A_1 – В крупных карбонатных массивах	a_2 – Инфильтрационное, неблагоприятное	8–235	13,3 / 44,8	В закарстованных известняках водоносных комплексов карбонатных пород открытых гидрогеологических структур Урала
			$б_2$ – Атмосферное, благоприятное	1–3	0,8 / 0,2	
		A_2 – В малых карбонатных массивах	a_1 – Инфильтрационное, благоприятное	3–9	5,6 / 2,7	В закарстованных известняках и мраморах, развитых среди терригенных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород открытых гидрогеологических структур Урала
			a_2 – Инфильтрационное, неблагоприятное	3–4	0,8 / 0,3	
			$б_2$ – Атмосферное, благоприятное	1–3	8,9 / 1,1	

1	2	3	4	5	6	7	8
I—Безнапорные	3 Трещинно-карстовые	Б—Водораздельные	$Б_1$—В крупных карбонатных массивах	$б_1$—Атмосферное, благоприятное	9–35	4,0 / 3,4	В закарстованных известняках водоносных комплексов карбонатных пород открытых гидрогеологических структур Урала
				$б_2$—Атмосферное, неблагоприятное	2–8	4,0 / 1,2	
			$Б_2$—В малых карбонатных массивах	$б_1$—Атмосферное, благоприятное	1,5–3,5	2,4 / 0,4	В закарстованных известняках, развитых среди терригенных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород открытых гидрогеологических структур Урала
II—Напорные		А—Придолинные	$А_1$—В крупных карбонатных массивах	$б_2$—Атмосферное, неблагоприятное	9–14	1,6 / 1,4	В закарстованных известняках водоносных комплексов карбонатных пород закрытых гидрогеологических структур Западного Зауралья
		Б—Водораздельные	$Б_1$—В крупных карбонатных массивах	То же	3–5	2,4 / 0,6	
			$Б_2$—В малых карбонатных массивах	„ „	2–3	1,6 / 0,3	В закарстованных известняках и мраморах, развитых преимущественно среди метаморфических образований и погребенных под глинистым элювием в закрытых гидрогеологических структурах Урала
	4 Пластово-трещинные	А Придолинные	$А_2$—В условиях безграничного пласта	„ „	6–11	0,8 / 1,0	В опоках и песчаниках нижнеэоценового водоносного горизонта серовской свиты палеогена Западного Зауралья
		Б—Водораздельные	$Б_1$—В условиях безграничного пласта	„ „	1–13	4,0 / 2,2	

	5. Пластово-порово-трещинные	А – Приложенные	$А_1$ – В условиях безграничного пласта	" "	4,5–9	$\frac{5,0}{3,4}$	В опоках, песчаниках и песках взаимосвязанных палеогеновых и меловых водоносных горизонтов, а также в песчаниках и песках обособленных (изолированных) меловых водоносных горизонтов, приуроченных к глубоким депрессиям палеозойского рельефа в Западном Зауралье
		Б – Водораздельные	$Б_1$ – В условиях безграничного пласта	" "	1–6	$\frac{0,8}{0,1}$	
III – Напорно-безнапорные	6. Трещинно-жильные	А – Приложенные	$А_1$ – Площадные	$а_2$ – Инфильтрационное, неблагоприятное	25–40	$\frac{0,8}{2,3}$	В зонах тектонических нарушений блокового и линейного характера, зонах литологически разнородных контактов, в пределах жильных полей и отдельных жильных тел, распространенных среди водоносных комплексов дислоцированных пород палеозойского и протерозойского возраста, развитых на Урале (терригенного, вулканогенно-осадочного, метаморфического и интрузивного)
				$б_2$ – Атмосферное, благоприятное	4–11	$\frac{3,1}{1,4}$	
			$А_2$ – В линейных узколокальных водоносных зонах	$а_2$ – Инфильтрационное, неблагоприятное	2–6	$\frac{2,4}{0,3}$	
				$б_1$ – Атмосферное, благоприятное	2–5	$\frac{7,2}{2,0}$	
		Б – Водораздельные	$Б_1$ – Площадные	То же	1,5–6	$\frac{4,0}{1,0}$	
			$Б_2$ – В линейных, узколокальных водоносных зонах	" "	0,5–2	$\frac{4,6}{0,4}$	
	7. Смешанный при наличии 2-х и более этажно расположенных водоносных горизонтов	А – Приложенные	$А_1$ – В крупных депрессиях палеозойского рельефа	$б_2$ – Атмосферное, неблагоприятное	10–25	$\frac{2,4}{2,6}$	В опоках и песчаниках нижнеэоценового водоносного горизонта в песчаниках и песках верхнемелового и нижнемелового горизонтов, в закарстованных известняках и тектонически ослабленных зонах палеозойских водоносных комплексов, развитых в глубоких замкнутых депрессиях палеозойского рельефа в Западном Зауралье
			$А_2$ – В малых депрессиях палеозойского рельефа	То же	5–6	$\frac{1,6}{0,6}$	

в пределах Урала являются наиболее крупными и дают основное количество хозяйственно-питьевых вод.

Месторождения трещинно-карстовых вод с напорным уровнем (II—3) развиты в основном по западной окраине Тобольского артезианского бассейна. Здесь в условиях блоковой тектоники выделяются опущенные блоки карбонатных пород, перекрытые слабоводоносными или содержащими водоупорные слои мезо-кайнозойскими отложениями, что создает напорный характер трещинно-карстовых вод. Затрудненные условия питания карбонатных пород в таких закрытых структурах обычно обусловливают весьма небольшое восполнение эксплуатационных запасов и оценка их в основном определяется емкостной характеристикой карбонатных пород.

Месторождения пластово-трещинных вод (II—4) развиты преимущественно в пределах Тобольского артезианского бассейна и связаны с опоками и песчаниками палеогенового возраста, представляющими выдержанный стратиграфический нижнеэоценовый горизонт (серовская свита) с водоупорной кровлей и подошвой. Основными факторами формирования запасов подземных вод месторождений этого типа являются: степень трещиноватости водовмещающих пород, определяющая фильтрационные свойства, мощность водоносного горизонта и величина напора, постепенно увеличивающаяся в восточном и северо-восточном направлениях по мере погружения горизонта. Условия питания для месторождений этого типа не имеют решающего значения. Развиты они в западной части Зауралья и являются основными для него.

Месторождения пластово-порово-трещинных вод (II—5) связаны с трещиноватыми и рыхлыми пористыми отложениями мезо-кайнозоя, выполняющими депрессионные впадины в палеозойском рельефе. Водовмещающими породами являются песчаники и пески верхнего мела, которые иногда непосредственно контактируют с опоками серовской свиты, слагая единый палеогеново-меловой горизонт. При одинаковой по существу характеристике с предыдущим типом, месторождения пластово-порово-трещинных вод имеют ограниченное распространение в западной части Тобольского артезианского бассейна.

Месторождения трещинно-жильных вод (III—6) развиты исключительно в пределах горноскладчатого Урала и приурочены к локальным зонам повышенной водообильности, располагающимися среди общей площади развития трещинных вод с низкой водообильностью. Зоны повышенной водообильности имеют обычно линейный характер и связаны с повышенной трещиноватостью зон тектонических нарушений, контактов литологически разнородных пород, развития жильных образований и, наконец, с маломощными прослоями карбонатных пород среди эффузивно-осадочных и метаморфических толщ. Повышенная трещиноватость наблюдается также в окраинных зонах интрузивных массивов, где она связана как с дроблением при их формировании, так и с жильными образованиями.

Иногда серия таких линейных зон, например, при развитии блоковой тектоники или в пределах больших полей жильных образований создает площадной характер водоносности трещинно-жильного типа.

Сами по себе описанные зоны не дают больших скоплений подземных вод, однако их дренирующее действие, охватывающее нередко значительные площади, создает хорошие условия питания и позволяет разведывать и эксплуатировать «месторождения» подземных вод. Основными факторами формирования запасов этих месторождений являются: размер отдельных зон по ширине и длине, величине области дре-

нирования, степень трещиноватости или фильтрационные свойства и условия связи с поверхностными водами. При небольших эксплуатационных запасах подземных вод месторождения этого типа имеют большое значение в решении вопросов водоснабжения многих районов горно-складчатого Урала.

Месторождения смешанного типа (III—7) характеризуются развитием нескольких этажно расположенных, разобщенных водоносных горизонтов, различных по литологическому составу, формированию и циркуляции подземных вод. Развиты они в западной части Тобольского артезианского бассейна, в основном в пределах депрессионных впадин палеозойского рельефа, где наряду с пластово-трещинными, пластово-порово-трещинными водами мезо-кайнозоя распространены трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды палеозоя. Верхние горизонты этого типа месторождений могут иметь безнапорный, слабонапорный или напорный уровни, нижние горизонты обязательно напорные, условия формирования запасов подземных вод в таких месторождениях аналогичны описанным выше «чистым» типам.

Подтипы месторождений подземных вод в классификационной схеме выделены по геоморфологическому положению их и в пределах каждого типа выделяется два подтипа: придолинные (индекс «А») и водораздельные (индекс «Б»). Объясняется это имеющей место на Урале общей для всех типов подземных вод закономерностью — более высокой водопроводимостью водовмещающих пород в придолинных участках и значительно меньшей на водораздельных. Эта закономерность характера даже для напорных пластово-трещинных вод и отчетливо прослеживается в ряде районов Тобольского артезианского бассейна. Поэтому эксплуатационные возможности придолинных участков значительно выше водораздельных. Для месторождений безнапорных вод эти высокие возможности придолинных участков еще увеличиваются за счет более благоприятных условий восполнения запасов поверхностными водами, в то время как для водораздельных, расположенных обычно выше основных базисов эрозии, основным и единственным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, притом при более интенсивном поверхностном стоке, чем на придолинных.

Виды месторождений подземных вод выделяются в классификационной схеме по площадному распространению, с учетом граничных условий в плане. Это выделение основано на очевидном факте, что чем больше площадь месторождения, тем большими запасами оно обладает. Индексируются виды месторождений цифрами внизу буквенных обозначений подтипов, в каждом из которых выделяются месторождения крупные по площади ($А_1$—$Б_1$) и мелкие ($А_2$—$Б_2$).

Разновидности месторождений подземных вод выделены по условиям питания и восполнения эксплуатационных запасов: инфильтрационные месторождения (индекс «а»), когда основным источником питания и восполнения являются привлекаемые поверхностные воды рек, озер и других водоемов, и в меньшей мере атмосферные осадки, и месторождения с атмосферным питанием (индекс «б»), когда основным источником питания являются атмосферные осадки, а привлекаемые запасы незначительны или отсутствуют совсем. Анализ материалов показывает, что размер инфильтрации зависит от целого ряда факторов. Это и размеры фронта инфильтрации, мощность и фильтрационные свойства аллювия, внутригодовое распределение и обеспеченность речного стока, обусловливающие постоянство водоотбора, и ряд других. Если учесть все разнообразие ус-

ловий питания, то получится весьма громоздкая классификационная схема. Поэтому на настоящей стадии разработок целесообразно выделить разновидности с благоприятными ($а_1$; $б_1$) и неблагоприятными ($а_2$; $б_2$) условиями питания и восполнения запасов.

Под благоприятными условиями ($а_1$) для придолинных подтипов (А) понимается питание подземных вод за счет больших рек и водоемов, минимальная величина стока которых больше водопропускной способности фильтрующейся толщи подрусловых отложений и эксплуатируемого водоносного горизонта, обеспечивающих стабильность эксплуатационного режима.

Под неблагоприятными условиями ($а_2$) понимается питание за счет малых рек, минимальная величина стока которых меньше водопропускной способности фильтрующейся толщи, что обусловливает сезонный характер уровенного режима, связанный со снижением его в зимнюю межень и восстановлением в паводковый период. Емкостные возможности этой разновидности месторождений играют основную регулирующую роль в восполнении запасов. Питающие реки в этих условиях нередко полностью теряют поверхностный сток в межень и вновь приобретают его в паводок. К этой же разновидности отнесены месторождения, питание которых происходит за счет крупных рек или водоемов, но взаимосвязь поверхностных вод с подземными затруднена малой пропускной способностью подрусловых и донных осадков по отношению к водовмещающим породам эксплуатируемого горизонта, что обусловливает этим снижение динамического уровня ниже дна водоемов.

Благоприятное атмосферное питание ($б_1$) месторождений водораздельного подтипа (Б) обусловлено отсутствием или небольшой мощностью слабоводопроницаемых покровных отложений, наличием поверхностного карста или открытой (незакольматированной) трещинной зоны выветривания водовмещающих пород и плоским или слаборасчлененным рельефом местности. В совокупности эти факторы способствуют значительному, а на отдельных участках полному проникновению атмосферных осадков в водоносный горизонт. В этих условиях емкостные возможности месторождения играют основную регулирующую роль в восполнении запасов, создавая сезонность уровенного режима, обусловленную сработкой статических запасов подземных вод зимой и восполнением их в паводковый и летний периоды.

Неблагоприятное атмосферное питание ($б_2$) характерно для месторождений с достаточно резким рельефом, способствующим увеличению поверхностного стока, и наличием мощной толщи слабоводопроницаемых покровных отложений, затрудняющих питание. Эксплуатационный уровенный режим характеризуется постепенным снижением за счет сработки статических запасов.

Количественная характеристика эксплуатационных запасов подземных вод в классификационной схеме приводится по фактическим данным в процентах от общего количества месторождений и общего количества эксплуатационных запасов по ним.

Сопоставляя эксплуатационные возможности отдельных типов месторождений подземных вод, можно видеть, что первостепенная роль как источника централизованного водоснабжения принадлежит месторождениям трещинно-карстового типа. В них сосредоточено 58,4% подземных вод всех учтенных эксплуатационных запасов. Не случайно поэтому почти все крупные массивы известняков в пределах горно-складчатого Урала при наличии водопотребителей разведаны или разведуются в настоящее время и каптированы наиболее высокопроизво-

дительными водозаборами со средней производительностью около 15—20 тыс. *м³/сутки*. Причем наиболее крупные месторождения подземных вод со средней производительностью водозаборов около 30 тыс. *м³/сутки* при максимальной до 200 тыс. *м³/сутки* приурочены к крупным массивам карбонатных пород. Суммарные запасы по ним составляют 51,6% имеющихся запасов по всем типам. Все эти месторождения приурочены в основном к синклинальным структурам II порядка: Западно-Уральской зоне складчатости, Тагило-Магнитогорскому прогибу и Восточно-Уральскому прогибу. Мелкие месторождения трещинно-карстовых вод производительностью от 2 до 10 тыс. *м³/сутки* приурочены в основном к небольшим полосам известняков среди вулканогенно-осадочных и метаморфических пород. Развиты они преимущественно в пределах Восточно-Уральского поднятия, где являются одним из основных источников водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных объектов.

Вторым по значимости является трещинный тип месторождений с производительностью водозаборов от 2 до 130 тыс. *м³/сутки*. Суммарные эксплуатационные запасы его составляют 19,7% от общих, из них 17,7% приурочены к месторождениям Восточно-Русского артезианского бассейна.

Следующим по значению является трещинно-жильный тип месторождений (уральский), характерный исключительно для горноскладчатого Урала. Эксплуатационные запасы подземных вод его составляют 8,0% при средней производительности водозаборов около 4 тыс. *м³/сутки*. Преимущественным распространением среди этого типа месторождений пользуются мелкие, приуроченные к одиночным водоносным зонам и серии таких зон, рассредоточенных на значительном расстоянии одна от другой. Наиболее высокопроизводительные водозаборы с расходом до 40 тыс. *м³/сутки* единичны и каптируют площадные месторождения или серии локально развитых водоносных зон. Несмотря на малые запасы подземных вод, месторождения этого типа имеют большое значение как источник водоснабжения мелких предприятий.

Немаловажное значение в пределах Восточно-Русского артезианского бассейна имеют месторождения пластово-поровых вод, заключающих около 4,0% эксплуатационных запасов подземных вод, из них 3,2% эксплуатируется.

Зауральские типы месторождений (пластово-трещинный, пластово-порово-трещинный и смешанный) развиты в пределах Тобольского артезианского бассейна. Суммарные запасы по ним составляют 9,9% при средней производительности водозаборов около 7 тыс. *м³/сутки*. В настоящее время эксплуатируется только третья часть этих запасов.

Характерным для большинства уральских типов месторождений подземных вод (трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных), а также пластово-поровых является возобновляемость эксплуатационных запасов за счет инфильтрации поверхностных вод из рек и озер, что обусловливает соответственно высокую производительность водозаборов. Так, по известным инфильтрационным водозаборам эксплуатационные запасы подземных вод составляют 75% при средней производительности около 24 тыс. *м³/сутки*.

Наиболее высокопроизводительные водозаборы инфильтрационного типа каптируют месторождения пластово-поровых и трещинно-карстовых вод крупных массивов известняков, почти все месторождения трещинных вод и площадные месторождения трещинно-жильных вод. Располагаясь в долинах наиболее крупных рек и водохранилищ, они в процессе эксплуатации получают от 65 до 95% питания за счет по-

верхностных вод. Менее производительны инфильтрационные водозаборы на месторождениях трещинно-карстовых вод в узких полосах известняков и трещинно-жильных вод узких линейно вытянутых локальных зон.

3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Месторождения безнапорных вод, I группа

Месторождения пластово-поровых вод, тип I-1

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УЗКИХ РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ — I-1-A_2

Инфильтрационное месторождение пластово-поровых вод I-1-A_2-a_2, расположенное в пределах Восточно-Русского артезианского бассейна, занимает узкую пойму и I надпойменную террасу, примыкающую к руслу реки на протяжении до 6—10 *км*. Приурочено оно к аллювиальному водоносному горизонту, представленному песчано-галечниково-гравийными отложениями мощностью от 5 до 12 *м* и обладающему безнапорным уровнем, залегающим на глубине 2,5—5,0 *м*, и высокими фильтрационными свойствами, выражающимися коэффициентом фильтрации, составляющим от 7 до 37 *м/сутки*. Подстилается продуктивный водоносный горизонт песчано-глинистым аллювием общей мощностью от 7 до 20 *м* со средним коэффициентом фильтрации, равным 2 *м/сутки*

Ниже залегают известняки кунгурского яруса нижней перми, заключающие слабо напорные минерализованные воды, которые подпитывают вышележащий аллювиальный водоносный горизонт. Химический состав воды аллювиального водоносного горизонта в естественных условиях гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,06—0,5 *г/л*.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения определены в количестве 7,4 тыс. $м^3$/*сутки*, из них по категориям А — 1,7 тыс. $м^3$/*сутки*, C_1 — 5,7 тыс. $м^3$/*сутки*, в условиях инфильтрационного водозабора. Запасы категории А приняты по суммарному расходу трех невзаимодействующих скважин, расположенных вдоль реки на расстоянии около 100 *м* от ее русла, в 500—1500 *м* одна от другой. Запасы категории C_1 рассчитаны для линейного ряда десяти взаимодействующих скважин с расстоянием между ними 120 *м*, удаленных от реки на 100 *м*.

Месторождения трещинных вод, тип I-2

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ МАССИВАХ НЕКАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД УРАЛА — I-2-A_1

Инфильтрационное месторождение трещинных вод I-2-A_1-a_2, рассматриваемое нами, расположено на берегу пруда и приурочено к туфогенной толще верхнего девона, прослеживающейся в виде меридиональной полосы шириной до 3 *км* и протяженностью до 25—27 *км*, слагающей осевую часть Лапчинско-Лобвинской синклинальной структуры Тагильского мегасинклинория, занимающей пониженное гипсометрическое положение в рельефе (рис. 64). Представлены туфогенные образования тонко переслаивающимися между собой туфами порфиритов, туфопесчаников, туфосланцев, туффитов и кремнистых известняков. В процессе тектонических подвижек эти породы в условиях

частого переслаивания пластов различной жесткости оказались интенсивно раздробленными и трещиноватыми, особенно в приконтактной зоне их с известняками, развитыми в западной части структуры. Наиболее трещиноватыми являются туфопесчаники, туффиты и туфосланцы, развитые в западной части полосы, менее трещиноваты туфы порфиритов, развитые преимущественно в восточной ее части.

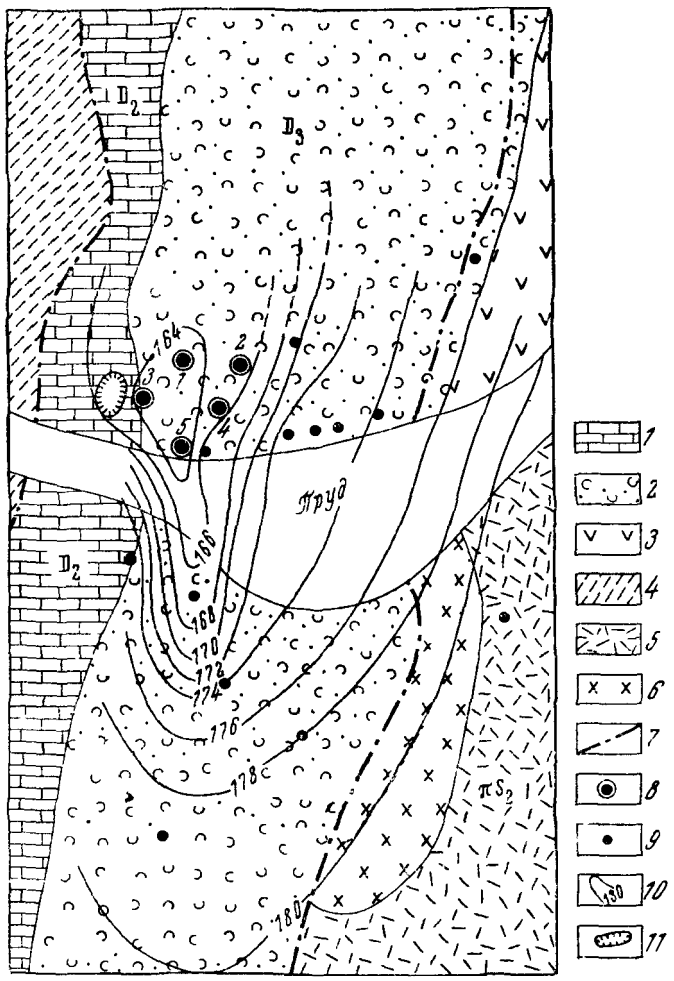


Рис. 64. Схематическая гидрогеологическая карта придолинного месторождения трещинных вод в крупном массиве некарстующихся пород Урала (I-2-A_1-a_2). Составили А. С. Веретенникова и Н. А. Евсеева по материалам П. А. *Смирнова* и Уралгидростанции

Литологический состав водовмещающих пород *1* — известняки, *2* — туфогенные образования; *3* — порфириты *4* — сланцы кремнистые, глинистые, *5* — альбитофиры *6* — граниодиориты *7* — тектонические нарушения *8* — скважины водозаборные *9* — скважины наблюдательные *10* — гидроизогипсы на момент эксплуатации водозабора, *11* — карьер действующий

С поверхности палеозойские породы перекрыты четвертичными флювиогляциальными, элювиальными, делювиальными и озерно-болотными песчано-глинистыми грубообломочными отложениями, развитыми почти повсеместно, мощностью от десятых долей метра до 15—20 *м*. По долинам рек развиты аллювиальные суглинки с прослоями и линзами галечников и песков.

Подземные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне коры выветривания, зонам тектонических нарушений, покровным отложениям и образуют единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт со свободным уровнем, залегающим на глубине от 0,6 *м* — в придолинной части до 43 *м* — на водоразделах. Питание в естественных условиях происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока подземных вод из соседних комплексов пород

в пределах площади поверхностного водосбора. Разгружается он по долинам рек в виде родников. Движение подземного потока происходит от водоразделов к дренирующим его рекам. Естественный уровень водоносного горизонта подвержен сезонным колебаниям, связанным с весенним снеготаянием и летними дождями. Наиболее высокое стояние его наблюдается после весеннего паводка, затем постепенно снижается, периодически поднимаясь после ливневых дождей. Самый низкий уровень отмечается в зимнюю межень. Годовая амплитуда колебания его достигает 0,4 *м* в придолинных участках и 7,0 *м* на водоразделах. Температурный режим горизонта постоянен. Температура воды, как правило, составляет 3—4° С независимо от сезона года.

Химический состав подземных вод месторождения гидрокарбонатный кальциево-магниевый с величиной сухого остатка 0,1—0,3 *г/л* при общей жесткости от 0,8 до 5,7 *мг-экв*. Все химические компоненты, растворенные в воде, находятся в пределах норм ГОСТа для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Бактериологически воды чистые, физические свойства их хорошие. Поверхностные воды пруда по химическому составу близки к подземным водам, но с меньшей минерализацией (0,06—0,2 *г/л*) при общей жесткости до 3,2 *мг-экв* и с более высокой концентрацией SO_4, достигающей 0,024 *г/л*, вместо 0,01 *г/л* в подземных водах. Кроме того, в весенне-летний период поверхностные воды обладают повышенной окисляемостью — до 12—18 *мг/л* O_2 и низким коли-титром.

Учитывая благоприятные гидрогеологические условия водоносного горизонта трещинных вод туфогенной толщи, в западной части ее, как наиболее водообильной, был заложен скважинный водозабор. Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 34,8 тыс. *м³/сутки*, из них по категориям А — 21,6; В — 4,8 и C_1 — 8,4 тыс. *м³/сутки*. Запасы категории А определены по суммарному расходу пяти разведочно-эксплуатационных скважин при групповой пробно-эксплуатационной откачке, проведенной с января по апрель при стабильном режиме, с дебитом отдельных скважин от 26 до 78 *л/сек*. Запасы категории В рассчитаны экстраполяцией на полуторакратную величину от достигнутого понижения по формуле Шези для трещинных пород, а запасы категории C_1 — по модулю подземного стока, принятому по данным водоотлива рудника, обладающего идентичными гидрогеологическими условиями.

Водозаборные скважины глубиной от 56 до 101 *м* расположены вблизи пруда, на расстоянии от 10 до 450 *м* от берега и 360—900 *м* между собой.

Эксплуатируется водозабор с 1961 г. с увеличивающимся среднемесячным расходом от 9,5 тыс. *м³/сутки* (январь 1963 г.) до 13,0 тыс. *м³/сутки* (декабрь 1963 г.) при постепенно снижающемся динамическом уровне, который частично восстанавливается в летнее время, после весеннего снеготаяния. Депрессионная воронка, образовавшаяся в процессе эксплуатации водозабора, вытянута в меридиональном направлении по простиранию туфогенной толщи и, полностью захватив ее в широтном направлении, слилась с депрессией карьерного водоотлива, расположенного в 1,0 *км* западнее водозабора. На юге она уходит под пруд, оставив его в «подвешенном» состоянии, с величиной отрыва динамического уровня на 8—9 *м* от дна пруда, что свидетельствует о затрудненной фильтрации поверхностных вод ввиду наличия на дне пруда глинистой подушки. Каких-либо изменений в химическом составе подземных вод за время эксплуатации водозабора не наблюдалось.

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ И МАЛЫХ МАССИВАХ НЕКАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД ПРЕДУРАЛЬЯ — I-2-A_1, I-2-A_2

Группа придолинных месторождений трещинного типа — I-2-А расположена в пределах Соликамской депрессии Предуральского прогиба в долинах небольших рек. Все они приурочены к верхнепермским водоносным комплексам (соликамскому и шешминскому), заключающим пресные воды в плитняковых известняково-мергелистых и известняково-песчаниковых отложениях верхне- и нижнеуфимского подъяруса

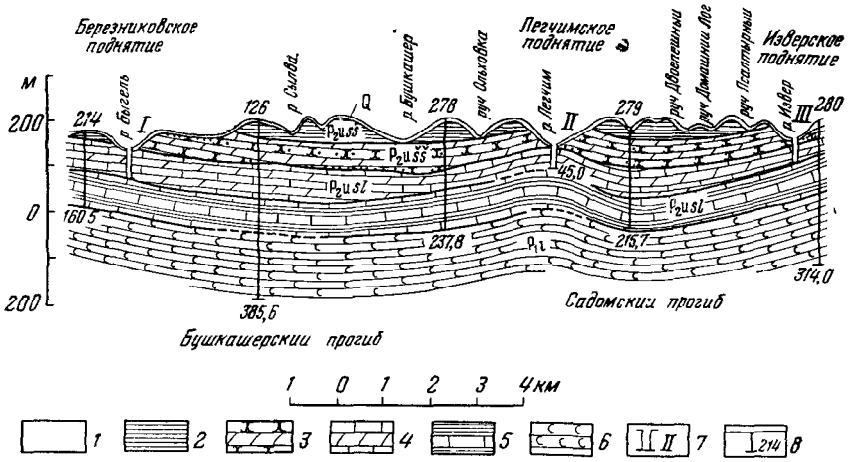


Рис. 65. Гидрогеологический разрез придолинных месторождений трещинных вод Восточно-Русского артезианского бассейна в малых массивах некарстующихся пород I-2-A_2-a_2. По материалам Е. А. Боровиковой

1 — четвертичные элювиально-делювиальные и аллювиальные песчано глинистые отложения *2* — пестроцветная толща, *3* — известняково песчаниковая толща, *4* — известняково мергелистая толща, *5* — глинисто мергелистая толща, *6* — глинисто ангидритовая толща (ангидриты, глины, алевролиты, калийная соль, сильвинит, карналлит) *7* — скважинные водозаборы I, II III *8* — геологоразведочные скважины, цифры внизу — их глубина, вверху номера по первоисточникам

(рис. 65). В вышележащей пестроцветной толще шешминского горизонта и в четвертичных песчано-глинистых отложениях развиты подземные воды спорадического распространения. Нижележащие мергелисто-глинистые отложения соликамского горизонта мощностью от 50 до 170 *м* содержат воды переходной зоны от пресных гидрокарбонатных кальциевых с минерализацией 0,4—0,8 *г/л* в кровле толщи до соленых с минерализацией 4—20 *г/л* у ее подошвы. Подстилающая их глинисто-ангидритовая (сульфатно-галоидная) толща иренского горизонта заключает в себе рассолы хлоридно-натриевого типа. Вся эта толща пермских отложений в Соликамской депрессии слагает складки второго и третьего порядка в виде локальных брахиантиклинальных поднятий и разделяющих их прогибов с амплитудой воздымания 40—50 *м*. Непосредственно в описываемом районе в широтном направлении выделяется три таких поднятия: Березниковское, Легчимское, Изверское и сопряженные с ними Бушкашерский и Садомский прогибы. Сводовые части антиклинальных поднятий характеризуются наибольшей трещиноватостью пород, к которым и приурочена гидрографическая сеть третьего порядка и наибольшая обводненность водоносного горизонта, где он непосредственно выходит на дневную поверхность. Именно к этим участкам и приурочены месторождения пресных подземных вод.

Химический состав воды на них гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,1 до 0,4 *г/л* при общей жесткости от 3,0 до 5,0 *мг-экв*, характерный для зон интенсивного водообмена. В то время как в депрессионных прогибах по мере погружения водоносных горизонтов под пестроцветные отложения подземные воды приобретают напор до 45 *м* при глубине пьезометрического уровня от +2,5 до 32 *м* от дневной поверхности. Минерализация воды при этом увеличивается от области питания горизонта в сторону его погружения, достигая 4,0 *г/л* и более в осевых частях депрессионных прогибов.

Пьезометрическая поверхность подземных вод в пределах месторождений в основном повторяет рельеф дневной поверхности с общим уклоном к долинам рек, где они разгружаются в виде родников с дебитом от 0,1 до 2,0 *л/сек*. Уровенный режим горизонта подвержен сезонным колебаниям с амплитудой 1,7—3,2 *м*. Наиболее низкое стояние уровня подземных вод отмечается с декабря по март, максимум устанавливается после весеннего снеготаяния в мае—июне.

Водообильность горизонтов в зависимости от литологического состава водовмещающих пород и степени трещиноватости их неравномерна как в площадном распространении, так и на глубину. Наиболее водообильным является соликамский, представленный мергелистой толщей с дебитом скважин от 0,3 до 62 *л/сек*, при преобладающем 8—20 *л/сек* и удельном дебите 2,5—9,0 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации его характеризуются преимущественно величинами от 3,0 до 22 *м/сутки* при максимальном 38 *м/сутки* и минимальном 0,6 *м/сутки*. Шешминский горизонт, представленный известняково-песчанистой толщей, менее водообилен. Преобладающие дебиты скважин его варьируют в пределах 2—3 *л/сек*, удельные дебиты составляют 1—2 *л/сек*, коэффициенты фильтрации 2—3 *м/сутки*. Максимальная обводненность обоих горизонтов приурочена к придолинным участкам на сводах антиклинальных поднятий, минимальная — в синклинальных прогибах водораздельных площадей.

Учитывая благоприятные гидрогеологические условия придолинных участков в районах сводовых поднятий, все водозаборы заложены именно на этих участках. Эксплуатируется в настоящее время один ($I\text{-}2\text{-}A_1\text{-}a_1$), расположенный в пределах Березниковского поднятия и состоящий из 30 скважин глубиной от 30 до 70 *м*, пройденных различными организациями в различное время (начиная с 1930 по 1962 г.) и разбросанных на площади около 35 *км*^{2} в виде отдельных кустов. Эксплуатация скважин производилась частично погружными насосами типа АП-10, эрлифтными установками, а преимущественно центробежными насосами, заглубленными в шахтные колодцы глубиной до 10—11 *м*. Эксплуатационный расход скважин составлял от 30 до 78 *л/сек* при снижении динамического уровня до глубины 8—20 *м*. Сведений о количестве одновременно работавших скважин и суммарном дебите не сохранилось. Однако известно, что первоначально работало относительно большое количество скважин, но с течением времени усиленный водоотбор приводил к подтоку соленых вод нижележащих горизонтов и эксплуатацию скважин приходилось прекращать.

В настоящее время для хозяйственно-питьевого водоснабжения используется только девять скважин (из них две резервные) общей производительностью около 27 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Расположены они в придолинной части реки и крупного водохранилища в трех кустах с расстоянием между кустами 1000—1500 *м*, а между скважинами от 3 до 500 *м*. Благоприятные гидрохимические условия этого месторождения обусловлены подпитыванием каптируемого водоносного горизонта поверх-

ностными водами, обеспечивающими достаточно устойчивый и высокий водоотбор. Запасы подземных вод не утверждались.

В 1961—1964 гг. в этом районе разведано еще три месторождения, которые значительно уступают по величине эксплуатационных запасов описанному месторождению ввиду ограниченных площадей распространения и расходов источников поверхностного питания, а также несколько затрудненной взаимосвязи подземных вод с поверхностными. Основные эксплуатационные данные по одному из них приводятся ниже.

Придолинное месторождение трещинных вод I-2-A_2-a_2 каптировано скважинным водозабором, который состоит из шести разведочно-эксплуатационных скважин, расположенных вдоль речки, в 10—30 *м* от ее русла, с расстоянием между скважинами от 460 до 1000 *м*. Эта небольшая таежная речка со среднегодовым расходом около 160 *л/сек* при минимальном 130 *л/сек* увеличивает свой расход в паводок до 3—5 *м*^{3}*/сек*. Ложе речки и ее долина сложены слабоводопроницаемыми пылеватыми суглинками и иловатыми глинами с редкими включениями гальки общей мощностью 6—8 *м*, затрудняющими взаимосвязь подземных и поверхностных вод.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 10,4 тыс *м*^{3}*/сутки* по суммарному расходу четырех скважин при пробно-эксплуатационной откачке из пяти разведочно-эксплуатационных скважин, проведенной с суммарным расходом 11,6 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Дебит отдельных скважин составлял от 14 до 30 *л/сек* при понижении от 7 до 12 *м*. Запасы категории А определены в количестве 7,3 тыс. *м*^{3}*/сутки* по суммарному расходу трех скважин, опробованных при стабилизации. К категории В отнесены запасы в количестве 3,3 тыс. *м*^{3}*/сутки* по расходу одной скважины, достигшей в конце откачки относительной стабилизации уровня.

Аналогичное месторождение каптировано семью скважинами, заложенными в долине речки вдоль ее русла, в нескольких метрах от него, с расстоянием между скважинами 250—370 *м*. Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 19,5 тыс. *м*^{3}*/сутки* по суммарному расходу трех разведочно-эксплуатационных скважин при групповой пробно-эксплуатационной откачке, проведенной одновременно в течение трех месяцев из четырех скважин с суммарным расходом 23,5 тыс. *м*^{3}*/сутки* с дебитом скважин от 46 до 96 *л/сек*. К запасам категории А отнесен суммарный расход двух скважин, достигших полной стабилизации в конце откачки, и к запасам категории В — расход одной скважины, имеющей перерывы при откачке. Депрессионная воронка, образовавшаяся на конец откачки, вытянута вдоль долины реки и имеет ширину до 750 *м* с отдельными разветвлениями по боковым логам, примыкавшим к реке. Изменений минерализации и химического состава подземных вод в процессе отчаки не наблюдалось.

Месторождения трещинно-карстовых вод, тип I-3

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — I-3-A_1

Инфильтрационные месторождения трещинно-карстовых вод I-3-A_1-a_2 расположены на восточном склоне Южного Урала, в долинах рек со среднегодовым расходом 0,7—3,5 *м*^{3}*/сек*, пересекающих довольно крупный массив визейских карбонатных пород, слагающих синклинальную структуру, к которой и приурочены месторождения. С поверх-

ности карбонатные породы почти повсеместно перекрыты элювиально-делювиальными песчано-глинистыми отложениями преобладающей мощностью до 5 *м* при максимальной 10—15 *м* и аллювиальными песчано-глинистыми и гравелисто-галечниковыми отложениями в долинах рек максимальной мощностью до 30 *м*.

Подземные воды, приуроченные к верхней трещинно-карстовой зоне выветривания, зонам дробления тектонических нарушений и аллювиальным песчано-галечниковым отложениям, слагают единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт. В зависимости от наличия или отсутствия над ним водоупорной кровли он обладает свободным или напорным уровнем. Питание его в естественных условиях происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, в меньшей мере за счет поверхностных вод рек, пересекающих эту структуру, и за счет подтока подземных вод с соседних площадей в силу дренирующей роли закарстованных известняков. Движение подземного потока при этом происходит от водоразделов к долинам рек, по которым до эксплуатации выходили родники с дебитом от нескольких до 45 *л/сек*. В условиях интенсивной эксплуатации водоносного горизонта первостепенное значение в его питании приобретают поверхностные воды. Песчано-галечниковые отложения, залегающие непосредственно на палеозойских породах, служат хорошим естественным фильтром при инфильтрации поверхностных вод в водоносный горизонт и одновременно аккумулятором подземных вод, регулируя восполнение запасов в зимнюю межень при отсутствии поверхностного питания.

Обводненность известняков довольно неравномерна, максимальной величины она достигает в зонах тектонических дроблений, литологических контактов в придолинных участках рек, где мощность трещинно-карстовой зоны достигает 150—200 *м*, а минимальной величины — на водораздельных участках. В условиях синклинальных структур с крутопадающими углами залегания пород слабоводопроницаемые прослои некарстующихся пород играют роль своеобразных барражей, затрудняющих взаимосвязь между обводненными участками. Наличие таких участков в условиях питания их довольно многоводными реками предопределило возможность скопления здесь значительных эксплуатационных запасов подземных вод и заложения в них нескольких инфильтрационных водозаборов

По химическому составу и минерализации подземные воды описываемого водоносного горизонта на этих месторождениях характеризуются большой неоднородностью, обусловленной различным химизмом и минерализацией поверхностных вод, питающих горизонт, различной долей участия рек в питании горизонта и близостью контуров засоленных вод. Преобладающим распространением пользуются гидрокарбонатные кальциевые воды, развитые преимущественно в зоне активного водообмена. В пределах развития сильно закарстованных известняков, где происходит усиленное поглощение речных вод, подземные воды по химическому составу близки к поверхностным или совершенно идентичны им и отличаются только более высокой минерализацией, достигающей 0,9 *г/л*, вместо 0,6 *г/л* и для поверхностных.

Засоленные воды с минерализацией до 10 *г/л* при хлоридно-сульфатном натриевом составе развиты в ядрах небольших синклинальных складок, сложенных сланцево-песчаной гипсоносной толщей, выполнявшей замкнутые линейно вытянутые депрессии в известняках за пределами месторождений. В основании этой толщи залегает слой слабоводопроницаемых конгломератов, который затрудняет взаимосвязь засоленных вод с пресными водами известняков, и только через верхнюю трещинную зону выветривания эта взаимосвязь проявля-

ется более резко. По мере удаления от контура засолоненных вод подземные воды известняков постепенно опресняются, изменяя химический состав на менее метаморфизованный.

Одно из характерных месторождений этого типа расположено в 500—700 *м* от русла реки со среднегодовым расходом 3,5 *м*³/*сутки* при минимальном 0,8 *м*³/*сутки* и максимальном 10 *м*³/*сек*. Приурочено оно к приконтактной зоне известняков с вулканогенными и терригенными породами. Водозабор этого месторождения состоит из трех взаимодействующих эксплуатационных скважин II, IV и V, расположенных по вершинам неправильного треугольника, с расстоянием между ними 350—500—620 *м*. Восточными скважинами II и V на глубинах до 49—55 *м* вскрыты сильно закарстованные известняки на контакте с порфиритами и их туфами (рис. 66). Западной скважиной IV до глубины 40 *м* вскрыты аналогичные известняки на контакте с переслаивающейся толщей мергелей, глинисто-кремнистых сланцев и аргиллитов, разделяющих толщу известняков на восточную и западную, обусловив этим затрудненную взаимосвязь подземных вод между ними, осуществляющуюся в основном через песчано-галечниковый аллювий.

Кроме того, через песчано-галечниковый аллювий происходит основное питание трещинно-карстовых вод поверхностными водами реки, которая в естественных условиях при пересечении полосы известняков на протяжении 7 *км* полностью теряла поверхностный сток в меженный период. Вблизи контакта известняков с порфиритами она вновь выходила на дневную поверхность в виде родников с расходом от 7—10 до 40—45 *л*/*сек*, дренируя палеозойский водоносный горизонт.

В районе наиболее водообильного из них Матвеева ключа был заложен описываемый водозабор, который эксплуатируется с 1934 г. по настоящее время с постепенно увеличивающимся среднегодовым расходом — от 16 тыс. до 86 тыс. *м*³/*сутки*. Уровенный режим эксплуатируемого водоносного горизонта при этом характеризуется сезонными колебаниями с годовой амплитудой от 2 до 3,5 *м*, обусловленной сработкой статических запасов в меженный период и восполняемостью их частично или полностью в паводковый. Кроме того, наблюдается цикличность колебаний его в многолетнем разрезе в связи с чередованием маловодных и многоводных по количеству выпавших атмосферных осадков периодов, длившихся от 6 до 9 лет. За время эксплуатации водозабора отмечается два маловодных периода (1934—1940 гг., 1949—1957 гг.), один многоводный (1941—1949 гг.) и средний по водности (с 1958 по 1964 г.). В маловодные периоды, кроме сезонных ежегодных колебаний уровня, происходит постепенное более глубокое снижение его, а затем полное или частичное восстановление в последующий многоводный период, причем преимущественно за счет поверхностных речных вод.

По многолетним данным гидрометрических наблюдений в условиях эксплуатации водозабора установлено, что среднегодовая величина поглощения речной воды в карст в период с 1934 по 1956 г. составляла 46,8 тыс. *м*³/*сек*, минимальная 26,0 тыс. *м*³/*сутки* — в маловодный 1934 г., и максимальная 78,0 тыс. *м*³/*сутки* — в многоводный 1946 г. Среднее водопоглощение в паводковый период достигает 205—290 тыс. *м*³/*сутки*. Общая доля участия речных вод в питании подземных вод, каптируемых водозабором в процессе его эксплуатации, составляет около 90%.

Эксплуатация водозабора с 1934 по 1942 г. производилась двумя скважинами — II и V со среднегодовым расходом около 17,0—26,0 тыс. *м*³/*сутки*. С подключением в 1942 г. третьей скважины — IV среднегодовой расход увеличился до 34,6 тыс. *м*³/*сутки*. Для дальней-

шего увеличения расхода водозабор в 1948—1954 гг. был реконструирован путем проходки около эксплуатационных скважин специальных шахт глубиной 18—20 *м*, в которых и установлены насосные агрегаты.

Для подтверждения возможности увеличения эксплуатационных запасов подземных вод при этой конструкции водозабора, одновремен-

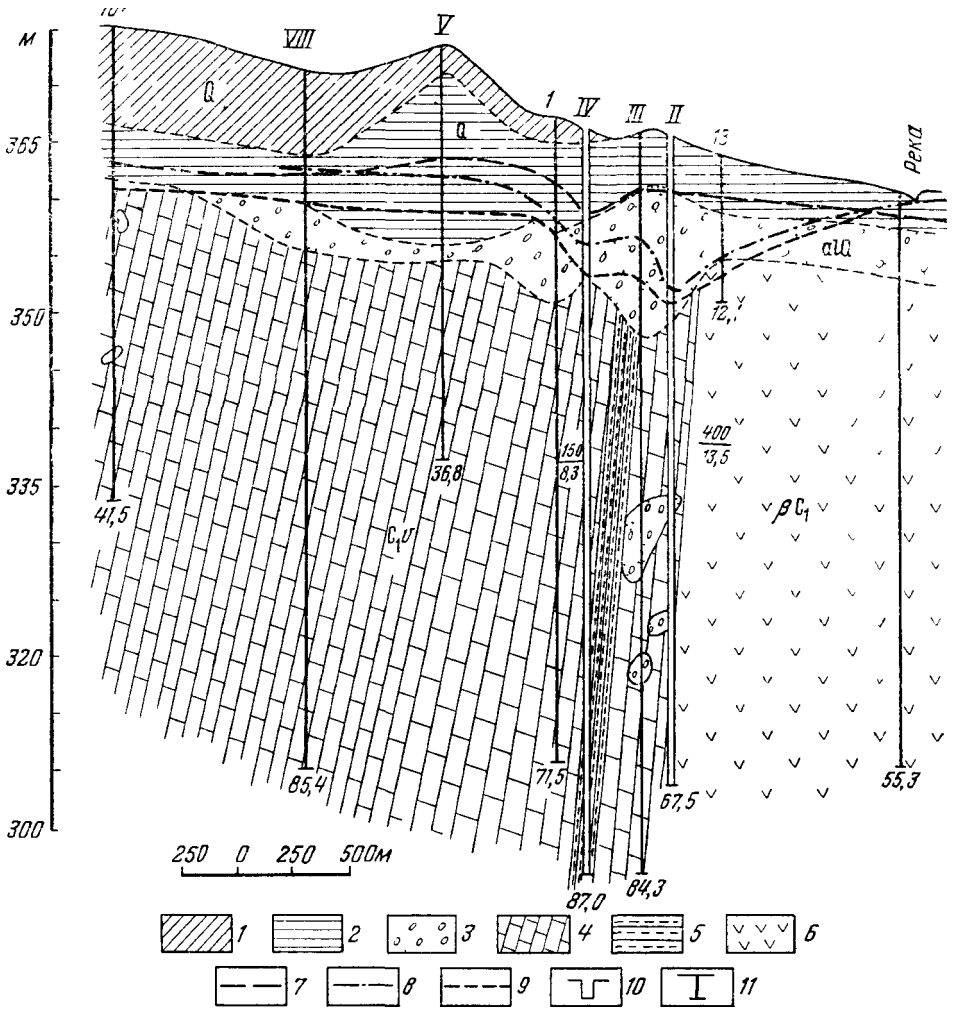


Рис. 66. Гидрогеологический разрез инфильтрационного месторождения трещинно-карстовых вод в крупных массивах карбонатных пород I-3-A_1-a_2. По материалам Сирмана А. П. и Зайцева Г. И.

1 — суглинки; *2* — глины; *3* — песчано-гравелистый аллювий; *4* — известняки, *5* — аргиллиты, алевролиты, песчаники, *6* — порфириты и их туфы. Динамический уровень воды: *7* — до пробно-эксплуатационной откачки (1954 г.); *8* — на конец откачки (1955 г.); *9* — при эксплуатации на октябрь 1965 г., *10* — эксплуатационные скважины, *11* — поисково-разведочные и наблюдательные скважины. Цифры в числителе — среднемесячный расход скважины за октябрь 1965 г., в знаменателе — динамический уровень на этот же период

но из всех трех эксплуатационных скважин с 6/IX 1954 по 19/IV 1955 г. была проведена пробно-эксплуатационная откачка при пяти понижениях с суммарным расходом от 73,4 до 86,4 тыс. $м^3$/*сутки* при максимальном понижении до 9,5 *м*, с дебитами отдельных скважин от 180 до 476 *л/сек*. Депрессионная воронка при этом имела асимметричную форму, вытянутую вдоль долины питающей реки, полностью осушив ее русло на протяжении всей полосы известняков.

На основании проведенных опытных работ и данных многолетней эксплуатации водозабора эксплуатационные запасы подземных вод были утверждены ГКЗ в количестве 60,4 тыс. *м*³/*сутки* по категории А из расчета периодической сработки статических запасов в маловодные годы и с последующим их восполнением в многоводные.

Последующая эксплуатация водозабора, начиная с 1956 г., производится с постепенно увеличивающимся среднегодовым расходом от 57,0 до 73,4—81,5 тыс. *м*³/*сутки*. Колебание динамического уровня при этом, как и предполагалось, происходит по сезонам года, достигая максимальной глубины в меженный период (март—февраль) с последующим частичным или полным восстановлением его в паводковый период, в зависимости от водности года и величины водоотбора.

Химический состав подземных вод месторождения гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,3—0,4 *г/л* при общей жесткости 4,0 *мг-экв*, в то время как для поверхностных вод питающей реки она не превышает 0,14—0,25 *г/л*. Максимальная минерализация как поверхностных, так и подземных вод наблюдается в зимний период, минимальная в паводковый для рек и послепаводковый для подземных вод. Как по химическому составу, так по физическим свойствам и бактериологическим качествам подземные воды вполне удовлетворяют требованиям ГОСТа на питьевую воду и не нуждаются в очистке. Каких-либо изменений качества подземных вод за период эксплуатации месторождения с 1934 по 1969 г. не наблюдалось.

Второе месторождение обладает несколько иными гидрологическими условиями и гидрохимической обстановкой, чем вышеописанное месторождение. Расположено оно в долине реки со среднегодовым расходом около 0,73 *м*³/*сек*, соответствующим году 95%-ной обеспеченности. Вода ее обладает более высокой минерализацией (до 0,6 *г/л*) при сульфатном натриевом составе в зимнюю межень. Обогащение речных вод солями происходит за пределами месторождения на участке пересечения рекой гипсоносной толщи, заключающей в себе высокоминерализованные воды (до 10 *г/л*) хлоридно-сульфатного натриевого состава. В естественных условиях эта река, пересекая карбонатный массив в субширотном направлении на протяжении 7,5 *км*, теряет свои воды на питание водоносного горизонта в количестве около 8,6 тыс. *м*³/*сутки*, обусловив в какой-то мере повышенную минерализацию и метаморфизацию подземных вод. Кроме того, засолонение подземных вод месторождения происходит непосредственно за счет гипсоносной толщи по трещинной зоне выветривания на участках сочленения ее с карбонатными отложениями, так как движение подземного потока происходит от повышенных участков, где залегает гипсоносная толща, к долине реки, где заложен водозабор.

Месторождение приурочено к трещинно-карстовой зоне известняков и аллювиальным песчано-гравелистым отложениям, заключающим безнапорные воды, залегающие на глубине от 0,5 до 5 *м* от дневной поверхности. Уровенный режим их в естественных условиях характеризуется сезонными колебаниями с амплитудой 0,6—0,7 *м* и связан с колебанием уровня питающей и дренирующей его реки, свидетельствуя о хорошей взаимосвязи подземных вод с поверхностными.

Отличительной особенностью месторождения по гидрогеологическим условиям является малая мощность аллювиальных отложений (от 1 до 10 *м*) при полном отсутствии их на больших площадях, и повышенная закарстованность известняков в пределах логов, пересекающих долину реки в юго-западном и северо-восточном направлениях, где известняки выходят на дневную поверхность. Поверхностный карст представлен многочисленными воронками с открытыми понорами и

трещинами на их дне, переуглубленными участками долины реки. В пределах последних выходят родники с дебитом от десятых долей до 2—3 *л/сек* с суммарным среднегодовым расходом около 90—100 *л/сек* при минимальном 44 *л/сек* в маловодный 1958 г. и максимальном 170—180 *л/сек* в многоводный 1959 г. Глубинный карст, как и поверхностный, преимущественно развит в придолинных участках на глубину до 90—100 *м* в виде открытых или заполненных песчано-глинистым материалом полостей, размером 1—2 *м*, реже до 7—14 *м*. Причем характерно, что до глубины 50—55 *м* преобладает закрытый, а ниже открытый карст

Вследствие закарстованности и трещиноватости известняки обладают высокими фильтрационными свойствами, характеризующимися коэффициентом фильтрации от 21 до 37 *м/сутки*, которые в сочетании с большой мощностью трещинно-карстовой зоны создали благоприятные условия для накопления значительных запасов подземных вод и наибольшую водообильность известняков придолинных участков. Дебиты поисково-разведочных скважин здесь достигают 13—18 *л/сек* при понижениях 0,02—0,08 *м*, причем максимальные дебиты скважин отмечаются в устьях логов. По мере удаления от придолинных участков к водораздельным и от устьевых частей логов к их верховьям дебиты скважин снижаются, составляя преимущественно 3—5 *л/сек* при удельном 0,2—3,2 *л/сек*

Учитывая эти обстоятельства, скважинный водозабор заложен в устьевых частях логов, как наиболее водообильных, где восполняемость горизонта обеспечена поверхностными водами. Эксплуатационные запасы подземных вод утверждены ГКЗ в количестве 60,5 тыс *м*^{3}*/сутки*, из них по категориям А — 34,6 тыс *м*^{3}*/сутки*, В — 25,9 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Запасы категории А определены по суммарному фактическому дебиту четырех скважин, опробованных при установившемся режиме в летнюю межень с дебитом отдельных скважин от 45 до 150 *л/сек*, запасы В — по суммарному расходу семи разведочно-эксплуатационных скважин, опробованных в зимнюю межень при постепенно снижающемся динамическом уровне за вычетом запасов категории А Максимальная глубина динамического уровня по откачиваемым скважинам достигала на конец откачки 8,3—11,8 *м* Депрессионная воронка при этом имела эллипсовидную форму, вытянутую в северо-восточном направлении вверх по реке с радиусом около 5 *км*.

Гидрометрическими наблюдениями на реке установлено, что при откачке с расходом 34,6 тыс *м*^{3}*/сутки* инфильтрация из реки наблюдалась на протяжении 2000 *м* и составляла около 13,0 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Сопоставляя величины депрессионной воронки, достигнутой при стабильном режиме и ожидаемой при длительной эксплуатации водозаборов с расходом 60,5 тыс. *м*^{3}*/сутки*, расчетным путем доказано, что величина инфильтрации из реки составит около 38,9 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Это вполне обеспечит восполняемость водоносного горизонта в многолетнем разрезе, но вызовет периодическое снижение уровня до глубины 50 *м* в отдельные циклы маловодных лет (7—8 лет) и полное восстановление его в многоводные

Химический состав подземных вод подвержен сезонным колебаниям и изменяется от гидрокарбонатно-хлоридных натриево-кальциевых летом до хлоридно-гидрокарбонатных и хлоридно-сульфатных натриево-кальциевых зимой, при изменении минерализации от 0,6 до 0,9 *г/л*. Объясняется это более высокой минерализацией и метаморфизацией воды питающей реки, химический состав которой также изменяется от гидрокарбонатных кальциевых в паводок, до сульфатных натриевых зимой, при изменении минерализации от 0,2 до 0,6 *г/л*.

Третье месторождение этого вида и разновидности обладает специфическими гидрогеологическими условиями, связанными с блоковой тектоникой водовмещающих известняков, слагающих Устиновскую синклиналь в пределах Магнитогорского синклинория. Эта небольшая субмеридиональная синклиналь ограничена с запада и востока крупными тектоническими разломами, представленными серией меридиональных нарушений, и осложнена серией более мелких широтных под-

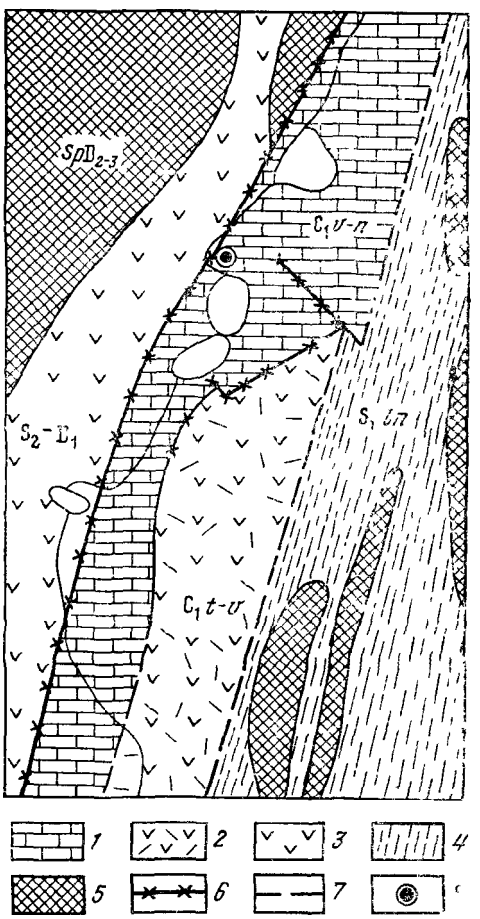


Рис. 67. Схематическая гидрогеологическая карта придолинного месторождения трещинно-карстовых вод в крупном карбонатном массиве, осложненном блоковой тектоникой I-3-А$_1$-а. Составила А. С. Веретенникова по материалам А. К. Муфтахова

1 — известняки, *2* — порфиритоиды, зеленые сланцы, туфы, *3* — порфириты и их туфы, *4* — сланцы глинистые, кремнистые, *5* — серпентиниты, *6* — разлом водоносный, *7* — разлом, гидрогеологическое значение которого не выяснено; *8* — скважинный водозабор

вижек, оперяющих главные разломы (рис. 67). С поверхности палеозойские породы прикрыты песчано-глинистыми отложениями четвертичного возраста мощностью от 0,5 до 22 *м*, реже до 39 *м*, а участками выходят на дневную поверхность.

В субмеридиональном направлении, близком к простиранию основного разлома, полосу известняков пересекает река с минимальным среднегодовым расходом 0,16—0,17 *м*^{3}/*сек*. На протяжении этого участка она зарегулирована многочисленными плотинами и дамбами. Кроме того, регулирующую роль играют старые дражные выработки, пройденные в ее русле, и заключающие в себе суммарно около 1,5 млн. *м*^{3} *воды*. Поверхностные воды реки и водоемов непосредственно связаны с подземными водами известняков и в естественных условиях частично питают их на одних участках или дренируют на других.

Залегая под толщей песчано-глинистых отложений, водоносный горизонт трещинно-карстовых вод известняков обладает напорным уровнем с величиной напора до 20—30 *м* при пьезометрическом уровне от 15 *м* на повышенных участках рельефа до +1,1 *м* на пониженных. Уровенный режим водоносного горизонта подвержен сезонным колебаниям с годовой амплитудой от 1,6 до 2,9 *м* и непосредственно связан с уровнем реки.

В естественных условиях питание водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади распространения известняков и подтока подземных вод с соседних контактирующих областей в пределах поверхностного водосбора, а также в небольшом количестве за счет поверхностных вод в районе водохранилищ, расположенных гипсометрически выше пьезометрического уровня водоносного горизонта. Движение подземного потока происходит с юга на север согласно течению реки, в долине которой он частично разгружается в виде родников с дебитом от 1 до 5 *л/сек*. Более концентрированный выход подземных вод наблюдается в южной части месторождения, в районе водохранилищ, где выходят два мощных родника-«грифона». Суммарный дебит их от 65—70 *л/сек* в меженный период до 150—170 *л/сек* в послепаводковый. Расположены «грифоны» на расстоянии 100 *м* один от другого вблизи западного борта разлома и образуют два небольших котлована — озерка, соединенных между собой, сток из которых происходит в реку.

Блоковый характер структуры известняков, наличие или отсутствие поверхностных водотоков или водоемов вблизи тектонических разломов обусловили крайне неравномерную степень обводненности их.

В северной части участка, где трещинно-карстовая зона прослеживается до глубины 50—80 *м*, а карстовые полости выполнены преимущественно песчано-глинистым материалом, дебиты скважин составляют десятые доли литра в секунду, редко достигая 1—2 *л/сек*. Наибольшая обводненность известняков приурочена к зоне западного тектонического разлома, в районе водохранилищ, где и заложены разведочно-эксплуатационные скважины. Трещинно-карстовая зона на этом участке распространена до глубины 150—200 *м*, карстовые полости хорошо промыты, без песчано-глинистых заполнителей и достигают максимальных размеров — до 0,9—1,1 *м*, что обусловливает значительную водообильность известняков. Дебиты скважин на этом участке варьируют от 30 до 110 *л/сек* при удельном дебите 3,2—8,6 *л/сек*.

Блоковый характер структуры известняков выражен здесь развитием отдельных трещинно-карстовых зон с затрудненной взаимосвязью. Об этом свидетельствует различная глубина подсечения этих зон, заключающих напорную воду. Так, в скв. 9 самоизлив воды наблюдался с глубины 20,9 *м* с расходом 12 *л/сек*, в скв. 6 — с глубины 141 *м* с расходом 8 *л/сек* и в скв. 10 — с глубины 73 *м* с расходом 10 *л/сек*. В то же время скв. 5, пройденная в 13 *м* от скв. 6, не фонтанировала.

По данным разведочных работ здесь выделено три основных обводненных зоны. Одна из них разгружается родниками-«грифонами», две другие каптированы соответственно двумя кустами разведочно-эксплуатационных скважин водозабора, расположенных в 100 *м* восточнее «грифонов». Расстояние между этими кустами 110 *м*, между скважинами в кустах 7—13 *м*.

В процессе пробно-эксплуатационной откачки разведочно-эксплуатационных скважин происходила интенсивная инфильтрация поверхностных вод из реки. Одновременно с этим прекращался сток воды из котлованов-«грифонов», но при остановке откачки «грифоны» момен-

тально восстанавливались. Все эти данные свидетельствуют о взаимосвязи подземных вод с поверхностными и о большой доле участия последних в питании водоносного горизонта в процессе его эксплуатации.

Эксплуатационные запасы подземных вод этого месторождения утверждены ГКЗ по категории В в количестве 30,0 тыс. *м*^{3}/*сутки* по суммарному расходу четырех разведочно-эксплуатационных скважин (25,6 тыс. *м*^{3}/*сутки*), опробованных одновременно пробно-эксплуатационной откачкой при понижении на 10—13 *м* в условиях стабильного режима с учетом экстраполяции на 1,5-кратную величину от достигнутого понижения.

Химический состав подземных и поверхностных вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Минерализация речных вод несколько ниже, чем подземных, и составляет 0,27—0,34 *г/л*. Подземные воды после паводка имеют минерализацию 0,28—0,35 *г/л*, а в меженный период около 0,30—0,45 *г/л*. Общая жесткость их варьирует от 5 до 7 *мг-экв*, редко достигая 10,8 *мг-экв*, при постоянной 0,7—4,0 *мг-экв*. Характерной особенностью подземных вод является наличие в них сероводорода от 0,1 до 0,32 *мг/л*, обусловившего сероводородный запах. Присутствие сероводорода свидетельствует о подпитке трещинно-карстового горизонта глубинными водами, которые поднимаются по зонам тектонических разломов.

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МАЛЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — I-3-A_2

Инфильтрационное месторождение I-3-A_2-a_1 приурочено к небольшой полосе силурийских известняков, которая, простираясь в меридиональном направлении на 17 *км* при ширине от 0,7 *км* на севере и до 2,0 *км* на юге, слагает дно глубокой заболоченной межгорной долины с абс. отм. 235—242 *м*, по дну которой протекает небольшая река (рис. 68). Склоны долины сложены вулканогенными, метаморфическими и интрузивными породами, образующими цепи меридионально вытянутых гор, разделенных притоками реки на отдельные возвышенности с абсолютными отметками водоразделов до 500—550 *м*. На склонах гор развит маломощный слой дресвяно-щебенистых и песчано-глинистых элювиально-делювиальных отложений и только на отдельных участках восточного предгорья встречаются глубокие щели в палеозойском рельефе, выполненные глинистым элювием с конкрециями и скоплениями бурых железняков.

В долине реки известняки и частично контактирующие с ними породы прикрыты преимущественно аллювиальными песчано-глинистыми и галечниковыми отложениями и торфом общей мощностью до 10 *м*. Участками покровные отложения отсутствуют, и известняки выходят на дневную поверхность, как это отмечается в северной и южной частях этой полосы известняков. Подземные воды, приуроченные к трещинной зоне и частично к рыхлым покровным осадкам, слагают единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт трещинных, трещинно-карстовых и пластово-поровых безнапорных вод. Статический уровень их залегает на глубине от 0 до 7 *м*, при преобладающем от 0.5 до 5 *м*, и подвержен сезонным колебаниям. Река, пересекая известняки в меридиональном направлении с юга на север, обусловила этим почти широтное направление подземного потока в горной и предгорной частях описываемого участка и северо-восточное, близкое к северному,— в придолинной его части.

Левобережные горные притоки реки, собирая весь поверхностный сток с горных склонов площадью около 150 *км*², несут воды в долину основной реки. Часть этого стока, аккумулируясь в болотах, идет на питание водоносного горизонта, инфильтруясь через аллювиальные отложения, остальная часть скатывается в реку. В условиях эксплуатации водоносного горизонта поверхностные воды реки и ее притоков будут служить надежным источником восполнения эксплуатационных запасов подземных вод через толщу аллювиальных отложений. Среднегодовой расход реки в 7 *км* южнее водозабора (вверх по течению)

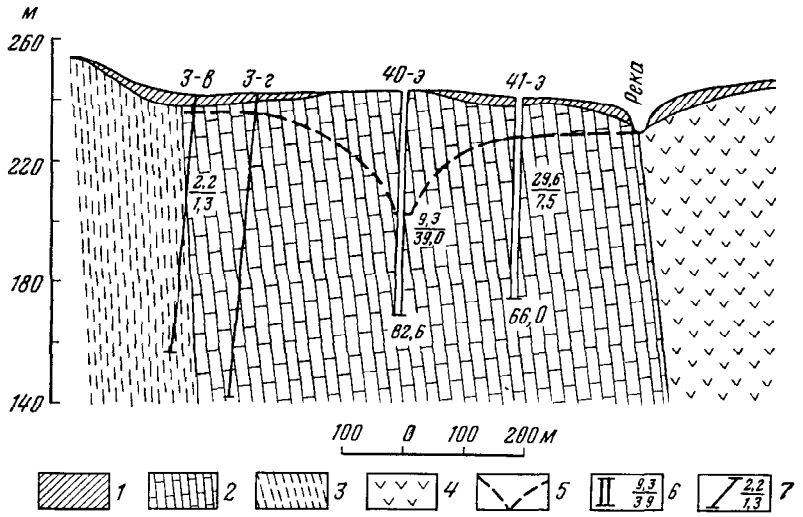


Рис. 68. Гидрогеологический разрез придолинного месторождения трещинно-карстовых вод в малом карбонатном массиве — I-3-A_2-а; Составила А. С. Веретенникова по материалам А. К. Костиной

1 — аллювиальные песчано-глинистые и галечниковые отложения; *2* — известняки, *3* — метаморфические сланцы и порфиритоиды, *4* — порфириты, *5* — максимальный динамический уровень, достигнутый при пробно-эксплуатационной откачке, *6* — разведочно-эксплуатационные скважины, пригодные для эксплуатации, *7* — поисково разведочные и наблюдательные скважины Цифры справа, в числителе — дебит в *л/сек*, в знаменателе — понижение в *м*

по многолетним данным составляет 1,65 *м*³/*сек*. Минимальные расходы ее в зимнюю межень по единичным замерам достигают 0,01—0,6 *м*³/*сек*. Воды реки при пересечении полосы известняков химически не загрязнены, и только ниже по течению в нее сбрасываются промстоки горнорудных предприятий.

Наибольшая обводненность известняков приурочена к придолинным участкам рек, где дебиты скважин достигают 19—30 *л/сек* при понижении до 7,9 *м*. На междуречьях обводненность их значительно ниже, дебиты скважин варьируют преимущественно от 2 до 9 *л/сек* при удельном от 0,1 до 0,6 *л/сек*. Причем наибольшая обводненность отмечается в приконтактных зонах известняков с некарстующимися породами, наименьшая — в центральной части полосы, вдали от контактов и поверхностных дрен.

Учитывая эти обстоятельства, скважинный водозабор заложен в долинах притоков основной реки, соответственно в 200 и 500 *м* от русла, где наряду с высокой водообильностью известняков имеются благоприятные условия восполнения подземных вод за счет речных вод. Состоит он из шести скважин, расположенных в двух взаимодействующих кустах на расстоянии 2500 *м* один от другого. Северный куст состоит из трех скважин (40, 41 и 42, см. рис. 68), расположенных

с расстоянием между ними 185—260—335 *м*, причем наиболее водообильная скв. 41 заложена в 4 *м* от русла небольшой речки.

Эксплуатационные запасы подземных вод этого месторождения определены в количестве 5,6 тыс. *м*^{3}/*сутки* и квалифицированы по категории А по данным групповой пробно-эксплуатационной откачки двух опытных кустов, проведенной в зимнюю межень с расходом 8,8 тыс. *м*^{3}/*сутки* при неустановившемся уровне. С максимальным понижением 39 *м* на северном кусте и 12 *м* — на южном.

Депрессионная воронка при этом имела ассимметричную форму, вытянутую в меридиональном направлении, общей протяженностью до 7—9 *км*. Захватив в широтном направлении всю полосу известняков и частично контактирующие с ними породы, она ограничилась основной рекой на широте водозаборных кустов, что свидетельствует о подпитке горизонта подземных вод речными водами.

По химическому составу подземные и поверхностные воды рек, пересекающих полосу известняков, близки между собой и относятся к типу гидрокарбонатных кальциево-магниевых с минерализацией 0,20—0,28 *г/л* — для подземных вод и 0,08—0,14 *г/л* — для поверхностных. Бактериологически подземные воды чистые, физические свойства удовлетворяют нормам ГОСТа для хозяйственно-питьевого водоснабжения, за исключением цветности, которая в начале откачки на северном узле скважин достигала 45—65°, но снижалась в конце ее до 15—20°.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — I-3-Б$_1$

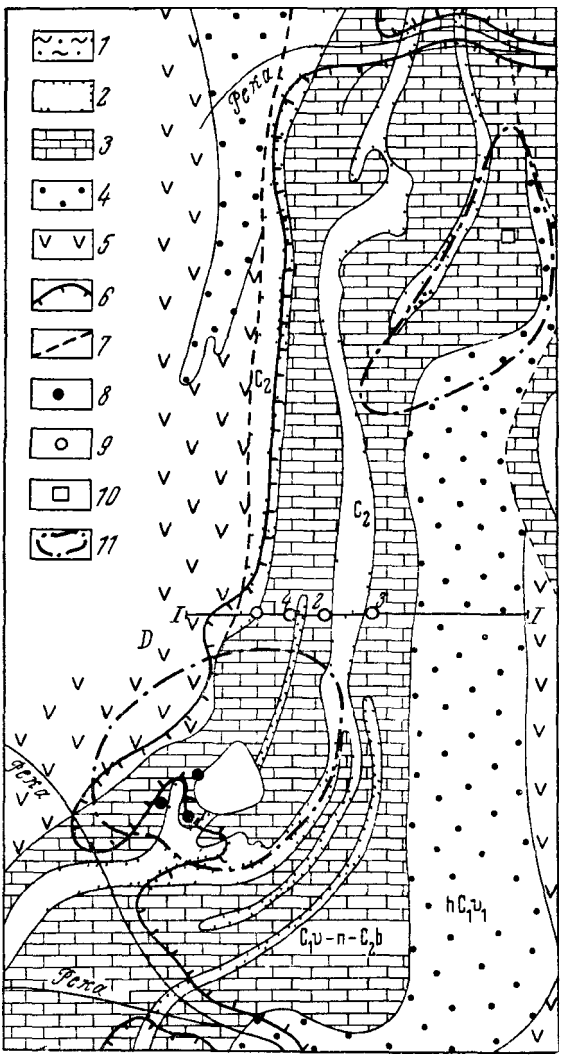
Группа водораздельных месторождений I-3-Б$_1$-б$_1$, приуроченных к единой синклинальной структуре, расположена на восточном склоне Среднего Урала, на междуречье рек, дренирующих трещинно-карстовые воды на глубину около 50—60 *м*. Рельеф района месторождений слабовсхолмленный с абсолютными отметками водораздельной части 180—200 *м*, придолинной 120—140 *м*. Отдельные очень пологие возвышенности разобщены между собой низинными болотами.

Основной водоносный горизонт приурочен к трещинно-карстовой зоне известняков нижнего и среднего карбона, слагающих крылья синклинальной структуры, осложненной складками более высоких порядков и дизъюнктивными нарушениями. В ядрах складок залегают слабо водоносные обломочные породы среднего карбона, разобщая водоносный горизонт известняков на отдельные бассейны, гидравлически взаимосвязанные между собой через верхнюю трещиноватую зону обломочных пород мощностью до 30—40 *м*. В пределах описываемого района месторождений развиты два основных бассейна, вытянутых в меридиональном направлении, Западный и Восточный; в северной части последнего выделяется Центральный бассейн (рис. 69).

Поверхность палеозойских пород характеризуется неровным эрозионным рельефом. В пределах развития известняков она изобилует глубокими впадинами и выступами самых различных очертаний и размеров. Особенно это характерно для центральной полосы в северной части структуры, где амплитуда колебаний абсолютных отметок поверхности известняков достигает 120 *м*. В средней водораздельной части описываемого района рельеф поверхности известняков значительно спокойнее (см. рис. 69).

Проявление карстовых процессов в известняках отмечается по всей площади их распространения, но степень закарстованности чрезвычайно неравномерная. Глубина распространения карста ограничи-

вается в основном 50—70 *м*, реже достигает 100—150 *м* Среди выявленных карстовых полостей встречаются как мелкие, в виде каверн, так и крупные полости мощностью до 10—20 *м*, выполненные песча-



Разрез по линии I-I

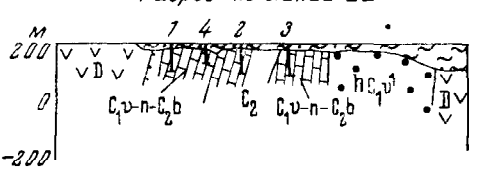


Рис 69 Гидрогеологическая карта группы водораздельных месторождений трещинно-карстовых вод в крупном карбонатном массиве I-3-Б$_1$-б$_1$ По материалам А С Веретенниковой

1 — песчано глинистые отложения мезо кайнозоя (на разрезе) *2* — песчаники конгломераты сланцы, аргиллиты *3* — известняки *4* — терригенные отложения угленосной толщи *5* — порфириты *6* — контур распространения мезо кайнозойских пород *7* — тектонический разлом *8* — водозаборные скважины Южного месторождения *9* — опытные гидрогеологические кусты скважин Центрального месторождения *10* — водоотлив Северного месторождения *11* — контуры депрессионных воронок на момент эксплуатации (1962 г)

но-глинистым материалом Трещиноватость известняков также неравномерна и затухает с глубиной Даже вблизи дневной поверхности наряду с сильно трещиноватыми встречаются монолитные известняки с редкими волосными трещинами, выполненными кальцитом. Максимальная глубина распространения трещиноватости достигает 200 *м* и более, при преобладающей 80—120 *м*.

С поверхности палеозойские породы почти повсеместно прикрыты рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями, заключающими в себе подземные воды спорадического распространения, приуроченные к линзам и прослоям песков и песчаников среди глинистых пород. Мощность рыхлых отложений в центральной приводораздельной части описываемого района не превышает 10—20 *м* и увеличивается до 100—120 *м* в северной, при общем постепенном увеличении ее в восточном направлении. В зависимости от гипсометрического положения известняков, наличия или отсутствия над ними водоупорной глинистой кровли подземные воды, заключенные в них, обладают напорным или безнапорным уровнем, залегающим на глубине от 0,9 до 16 *м*. Преобладающим распространением пользуются безнапорные воды, и только в северной и южной частях района месторождений они приобретают напорный характер. Движение подземного потока происходит от поверхностных водоразделов к дренирующим этот горизонт рекам, по долинам которых он разгружается в виде многочисленных родников.

Зеркало подземных вод в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности Характерной особенностью его при естественном режиме является более низкое стояние уровня в пределах развития закарстованных известняков и более высокое — в пределах слаботрещиноватых некарстующихся обломочных пород. Это обстоятельство свидетельствует о более интенсивной циркуляции подземных вод в известняках и слабой в обломочных слабоводопроницаемых породах.

Питание водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков через толщу рыхлых отложений, о чем свидетельствуют сезонные колебания уровня подземных вод. Как правило, наиболее высокое стояние уровня отмечается в период весеннего снеготаяния в апреле—мае, затем он постепенно снижается, достигая минимума в феврале—марте Среднегодовая амплитуда колебания уровня варьирует от десятых долей метра в слаботрещиноватых обломочных породах до 2,0—2,6 *м* в закарстованных и сильно трещиноватых известняках. Выпадение осадков в летнее время не вызывает резких колебаний уровня ввиду наличия покровной мезо-кайнозойской толщи, сглаживающей эти колебания при инфильтрации дождевых вод.

Сильная расчлененность палеозойского рельефа, низкое гипсометрическое положение известняков относительно некарстующихся пород и высокие фильтрационные свойства их создают благоприятные условия для накопления значительных запасов подземных вод. Однако обводненность известняков крайне неравномерна и зависит от степени трещиноватости и закарстованности. Так, дебиты отдельных скважин исчисляются десятыми долями литра в секунду при больших понижениях уровня, в то время как преобладающее большинство скважин имеют удельный дебит 5—10 *л/сек* и более при фактическом до 20—50 *л/сек*.

Некарстующиеся обломочные породы среднего карбона и угленосной толщи, представленные полимиктовыми песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, в силу слабой трещиноватости обладают незначительной водоносностью. Дебиты скважин в них не превышают 1,0 *л/сек*, а преимущественно преобладают от сотых до десятых долей литра в секунду.

В пределах развития известняков на описываемом междуречье выделено три месторождения трещинно-карстовых вод, условно названные Северное, Центральное и Южное, расположенные в соответствующих частях этого междуречья на расстоянии 15 и 5 *км* одно от

другого. Эксплуатационные запасы подземных вод по ним утверждены ГКЗ в количестве 65,5 тыс. *м³/сутки*, из них по категориям: А — 22,3, В — 17,7 и C_1 — 25,5 тыс. *м³/сутки* с учетом взаимодействия водозаборов между собой.

На Северном месторождении эксплуатационные запасы определены по категории В в количестве 10,5 тыс. *м³/сутки* по фактическому расходу действующего водоотлива при понижении уровня на 11 *м* и по категории C_1 — 10,8 тыс. *м³/сутки*, из которых 3,9 тыс. *м³/сутки* определены экстраполяцией за счет увеличения понижения уровня на 30 *м*, до кровли эксплуатируемого горизонта, и 6,9 тыс. *м³/сутки* по эксплуатационному модулю за вычетом категорий В.

На Центральном месторождении эксплуатационные запасы определены по данным пробно-эксплуатационной откачки, проведенной в зимнюю межень одновременно из четырех опытных кустов, расположенных на расстоянии 1,0—1,5 *км* один от другого, при расстоянии между скважинами в кустах от 2 до 5 *м*. Откачка производилась при стабильном режиме в условиях взаимодействия опытных кустов с суммарным расходом 13,4 тыс. *м³/сутки*, при понижении уровня на отдельных кустах от 1,2 до 7,6 *м*. Депрессионная воронка при этом захватила всю полосу известняков в широтном направлении и развилась до 2—3 *км* в северном и южном направлениях. Взаимодействия с северным водоотливом и южным водозабором не наблюдалось. Запасы подземных вод этого месторождения определены в количестве 33,9 тыс. *м³/сутки* по категориям: А — 13,4 тыс. *м³/сутки* — по суммарному расходу опытных кустов и В — 7,1 тыс. *м³/сутки* — методом экстраполяции за счет увеличения понижения уровня на трехкратную величину от достигнутого понижения при откачке; C_1 — 13,6 тыс. *м³/сутки* — по эксплуатационному модулю, рассчитанному по аналогии с действующим южным водозабором, за вычетом запасов категорий А+В.

Южное месторождение эксплуатируется с 1951 г. тремя взаимодействующими водозаборными скважинами глубиной 58—62 *м*, расположенными вблизи небольшого озера, с расстоянием между ними 1,0—1,2 *км*. Оборудованы они центробежными насосами, смонтированными в специальных углубленных колодцах, которые позволяют снижать уровень до 10—12 *м* от дневной поверхности, лимитируя этим дебит водозабора в пределах 0,8—12,3 тыс. *м³/сутки* при среднегодовом 8,9 тыс. *м³/сутки*. Депрессионная воронка, образовавшаяся в процессе длительной эксплуатации месторождения, захватила в широтном направлении почти всю западную полосу известняков, полностью осушив существовавшее ранее озеро, но до реки, дренирующей горизонт на юге, не дошла, о чем свидетельствуют многочисленные родники в ее долине. Уровенный режим эксплуатируемого горизонта характеризуется сезонными колебаниями с амплитудой от 2,2 до 5,7 *м*. Эксплуатационные запасы подземных вод Южного месторождения утверждены ГКЗ в количестве 13,4 тыс. *м³/сутки* по категории А по результатам длительной эксплуатации.

Химический состав подземных вод месторождений гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,2 до 0,6 *г/л* и общей жесткостью от 5,1 до 8,4 *мг-экв*, при преобладающей 5—7 *мг-экв*. Все химические компоненты находятся в воде в пределах норм ГОСТа, за исключением железа, содержание которого достигает 0,2—1,2 *мг/л*. Бактериологически воды чистые, физические свойства их хорошие, температура от 3 до 8° С. Изменений химического состава и бактериологических показателей воды за время эксплуатации водозабора не наблюдалось.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МАЛЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — I-3-$Б_2$

Водораздельное месторождение I-3-$Б_2$-$б_1$ расположено в пределах Среднего Урала на водоразделе небольших рек, расчленяющих довольно спокойную равнину, изрезанную в пределах месторождения несколькими субширотными логами. Приурочено оно к неширокой (до 1,0 *км*) субмеридиональной полосе визейских карбонатных пород, слагающих ядро синклинальной структуры. Западное крыло ее сложено терригенными отложениями угленосной свиты нижнего карбона, а восточное срезано тектоническим нарушением, по которому карбонатные породы приведены в непосредственное соприкосновение с терригенными отложениями нижнего девона. Карбонатная толща представлена светло-серыми и серыми кавернозными известняками, сильно закарстованными и в меньшей мере — тонкозернистыми и глинистыми темными, вплоть до черного, известняками, слабо карстующимися. Поверхность известняков характеризуется эрозионно-карстовым рельефом, где глубокие и узкие карстовые впадины в светло-серых известняках, выполненные рыхлыми осадками мощностью от 2 до 40 *м*, чередуются с гребнями плотных темных известняков, выходящих на дневную поверхность или прикрытых маломощным чехлом четвертичных отложений.

Подземные воды месторождения приурочены к верхней трещинно-карстовой зоне известняков, развитой до глубины 50—130 *м*. Обладают они преимущественно свободным уровнем, а в глубоких депрессионных впадинах, выполненных слабоводопроницаемыми породами — напорным, с величиной напора до 15—20 *м* при статическом уровне от +1,3 до 14 *м* и преобладающем до 8 *м*.

Питание водоносного горизонта происходит исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков и в незначительной мере за счет подтока трещинных вод из приконтактных некарстующихся пород, занимающих повышенное гипсометрическое положение. Движение подземного потока происходит в восточном направлении к дренирующей горизонт реке. Разгружается он по восточному контакту известняков с девонскими отложениями, играющими роль барража на пути следования потока, в виде небольших родников, дающих начало ручьям. Водоносность известняков неравномерна, дебиты скважин в них изменяются от десятых долей до 10—15 *л/сек*, реже до 20 *л/сек* при удельном дебите от сотых долей до 0,7, реже 2,5—4,5 *л/сек*. В пределах наиболее обводненного участка приконтактной зоны известняков с барражирующими терригенными отложениями в верховьях одного из логов заложен скважинный водозабор. Состоит он из двух скважин глубиной 150 *м*, расположенных в 7 *м* одна от другой.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения определены в количестве 1,5 тыс. $м^3$/*сутки*, из них по категориям А — 0,9 тыс. $м^3$/*сутки* и В — 0,6 тыс. $м^3$/*сутки*. Расчет эксплуатационных запасов произведен по формулам неустановившегося движения для «пласта-полосы» с двумя непроницаемыми контурами, при снижении динамического уровня до расчетной глубины 50 *м*. Основанием для расчета послужили данные пробно-эксплуатационной откачки, проведенной одновременно из двух разведочно-эксплуатационных скважин при суммарном расходе 4,3 тыс. $м^3$/*сутки* и постепенно снижающемся уровне, максимальная величина которого на конец откачки составляла 8 *м*.

Эксплуатируется месторождение с 1965 г. по настоящее время двумя скважинами, работающими попеременно с расходом от 0,4 до

1,1 тыс. *м³/сутки* при среднегодовом 0,8 тыс. *м³/сутки* с постепенно снижающимся уровнем. За 4 года эксплуатации уровень водозаборных скважинах снизился на 20 *м*, причем темп сработки ежегодно продолжает нарастать. Так, по данным наблюдений за 1967 г. он снизился по центральным скважинам на 7,9 *м*. Депрессионная воронка при этом захватила всю полосу карбонатных пород в южной части месторождения на протяжении 1,7 *км* и продолжает развиваться в северном направлении.

Химический состав подземных вод эксплуатируемого водозабора гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,2—0,35 *г/л* при общей жесткости от 4 до 6 *мг-экв*. Физические свойства и бактериологические показатели воды хорошие. Изменений их в процессе эксплуатации не наблюдается.

Месторождения напорных вод, II группа

Месторождения трещинно-карстовых вод, тип II-3

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — II-3-$Б_1$

Водораздельное месторождение II-3-$Б_1$-$б_2$ расположено в центральной части глубокой палеозойской депрессии Тобольского артезианского бассейна, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями мощностью до 200—250 *м*. В основании ее залегают сложнодислоцированные палеозойские породы, слагающие синклинальную структуру с обломочными среднекаменноугольными породами в ядре и карбонатными нижне- и среднекаменноугольными — на крыльях. С запада и востока эта структура срезана тектоническими нарушениями и сопряжена соответственно с Травянской антиклиналью на западе и Колчедано-Коркинским валом на востоке, сложенных эффузивами девона, обломочными породами угленосной толщи нижнего карбона и туфогенно-осадочными образованиями триас-юры (рис. 70).

В пределах этого комплекса пород развито до семи этажно расположенных водоносных горизонтов, приуроченных к различным литолого-стратиграфическим подразделениям. Верхние из них — четвертичный, неогеновый и олигоценовый — характеризуются спорадичностью распространения, слабоводоносны и практического значения не имеют. Палеогеновый и верхнемеловой горизонты, приуроченные к одной литологической толще трещиноватых опок и песчаников серовской и славгородской свит, мощностью 10—45 *м*, представляют собой единый водоносный горизонт напорных вод с величиной напора до 40—50 *м*. Обводненность его незначительна, дебиты скважин составляют 3—4 *л/сек* при понижении на 7—19 *м*. Нижнемеловой горизонт, приуроченный к линзам и прослоям разнозернистых песков и гравелитов, залегает непосредственно на известняках в пониженных участках палеозойского рельефа и слагает с ними единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт напорных вод с величиной напора от 70 до 170 *м* при пьезометрическом уровне 1,7—7,0 *м*. Из палеозойского комплекса наиболее водообильными являются карбонатные породы, к которым и приурочено описываемое месторождение. Представлены они сильно перемятыми метаморфизованными окремненными и неравномерно закарстованными известняками, участками доломитизированными известняками и доломитами, известняковыми брекчиями и псевдобрекчиями с маломощными прослоями аргиллитов, глинистых сланцев и песчаников. Прослеживается эта толща в виде меридиональной полосы в осевой наиболее глубокой части депрессии, шириной 4,5 *км* на глубине

от 110 до 150 *м*, реже до 250 *м*. Глубина распространения трещинно-карстовой зоны прослежена до 160—175 *м*, а в центре депрессии до 444 *м*.

Обводненность известняков, обусловленная различной степенью трещиноватости и закарстованности их, крайне неравномерна. Дебиты скважин в наиболее раздробленных и закарстованных известняках достигают 15—20 *л/сек* при понижении уровня на 2—5 *м*, а в слаботре-

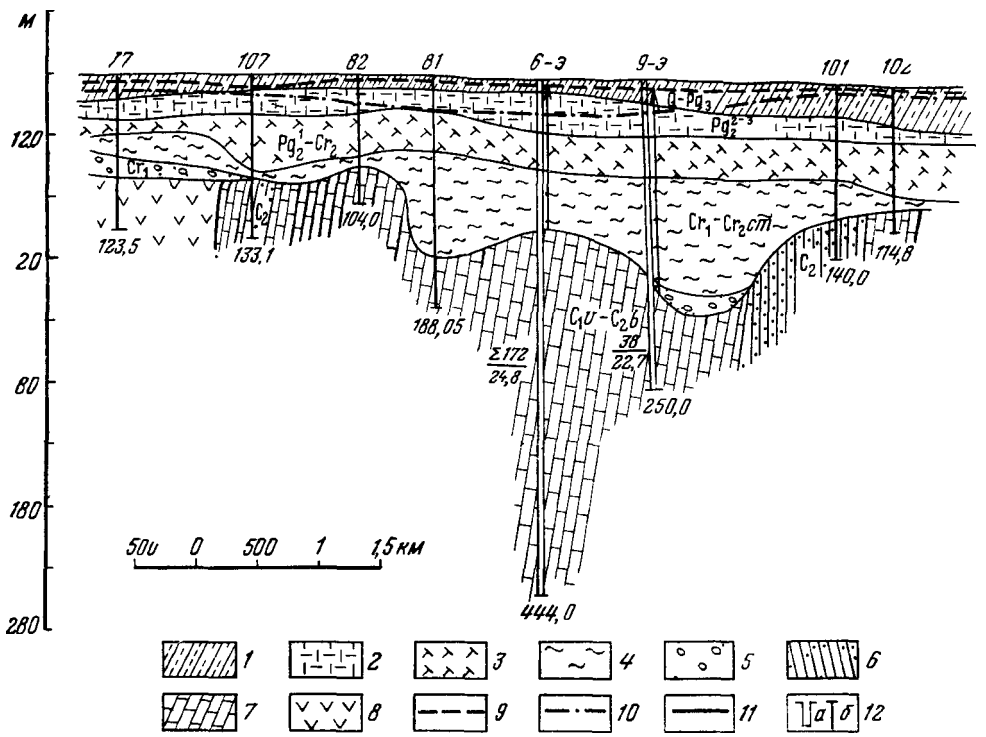


Рис. 70. Гидрогеологический разрез водораздельного месторождения напорных трещинно-карстовых вод в крупном карбонатном массиве II-3-Б$_1$-б$_2$. По материалам А. С. Веретенниковой

1 — песчано глинистые отложения мезо кайнозоя, *2* — диатомиты, диатомитовые глины, *3* — опоки глинистые и кремнистые, пески и песчанки кварц-глауконитовые, *4* — глины каолиновые с лигнитом, *5* — пески разнозернистые, кварцевые *6* — песчаники, конгломераты, сланцы, *7* — известняки, *8* — порфириты и их туфы, *9* — статический уровень воды до откачки, *10* — диамический уровень воды на конец пробно эксплуатационной откачки, *11* — тектонические нарушения, *12* — скважины: *а* — разведочно эксплуатационные, *б* — поисково разведочные Цифры в числителе — дебит в *л/сек*, в знаменателе — понижение на конец откачки в *м*

щиноватых некарстующихся составляют всего лишь десятые доли литра в секунду при наличии практически безводных скважин.

Химический состав трещинно-карстовых вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,4 до 0,7 *г/л*, реже 1,2 *г/л* при гидрокарбонатно-сульфатном или гидрокарбонатно-хлоридном составе.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ по категории В в количестве 3,5 тыс. *м*^{3}*/сутки* Расчет их произведен по формулам неустановившегося движения для «пласта-полосы» при сработке пьезометрического уровня до глубины 100 *м*, т. е. до кровли эксплуатируемого горизонта, при сроке эксплуатации 50 лет. Основанием для расчета послужили материалы пробно-эксплуатационной откачки разведочно-эксплуатационных скважин, проведенной при неустановившемся режиме с суммарным расходом около

15,7 тыс. *м*³/*сутки* при максимальном понижении до 24 *м*. Дебиты отдельных скважин составляли от 5 до 68 *л/сек*. Депрессионная воронка при этом захватила всю площадь известняков и распространилась в южном направлении на 12 *км*, в восточном на 2—2,5 *км*. Динамический уровень за шесть месяцев после откачки не восстановился до статического на 3 *м*, что свидетельствует о затрудненном питании водоносного горизонта.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МАЛЫХ КАРБОНАТНЫХ МАССИВАХ — II-3-$Б_2$

Месторождение II-3-$Б_2$-$б_2$ расположено на восточном склоне Среднего Урала, на междуречье небольших рек. Приурочено оно к переслаивающейся толще гранато-слюдистых и кремнистых сланцев с мраморизованными известняками и мраморами силурийского возраста, прослеживающейся в виде меридиональных полос среди гранатовых и амфиболитовых сланцев, слагающих синклинальную структуру Восточно-Уральского поднятия. Вся толща сильно метаморфизована, перемята, собрана в более мелкие гофрированные складки, осложнена тектоническими нарушениями и инъецирована интрузиями основного и кислого состава. Мраморы и мраморизованные известняки представлены светлыми, преимущественно массивными и реже слоистыми разностями в виде полос шириной от 50 до 200 *м* или в виде тонкого переслаивания их со сланцами. В том и другом случаях они сильно закарстованы и трещиноваты. Отдельные карстовые полости, выполненные песчаным материалом, вскрываются до глубины 170 *м* (рис. 71). В рельефе дневной поверхности они занимают пониженное гипсометрическое положение, а в палеозойском — приурочены к депрессионным впадинам меридионального направления глубиной до 100 *м* и более. Выполнены эти полости глинистым элювием с хорошо сохранившейся сланцеватой структурой. В зонах тектонических разломов элювий достигает максимальной мощности 150—170 *м* и содержит щебенистые включения кварца и материнских пород, а также гнездообразные тела бурого железняка в виде оруденелой брекчии. В северном и южном направлениях депрессии постепенно выполаживаются, и палеозойские породы выходят непосредственно на дневную поверхность или прикрыты маломощным чехлом четвертичных песчано-глинистых отложений. Бортовые части депрессий в силу наибольшей трещиноватости и закарстованности палеозойских пород являются коллекторами подземных вод с повышенной водообильностью, на которых и базируется водозабор, эксплуатируемый в настоящее время с дебитом скважин от 10 до 20 *л/сек*.

За пределами этих зон подземные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне коры выветривания пород, развитой до глубины 50—60 *м*, и образуют с подземными водами известняков единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт трещинных и трещинно-карстовых вод. Непосредственно в пределах палеозойских депрессий, выполненных глинистым элювием, он обладает напорным уровнем, залегающим в районе водозабора на глубине от 8,2 до 22,5 *м* при величине напора от 8 до 130 *м*.

Питание его происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков через рыхлую толщу покровных песчано-глинистых отложений или непосредственно через трещиноватые породы палеозоя в местах выхода их на дневную поверхность.

Обводненность горизонта крайне неравномерна. Дебиты скважин в некарстующихся породах обычно составляют 0,01—0,1 *л/сек*, редко

достигая 1,0—1,5 *л/сек* Максимальная обводненность его отмечается в карбонатных породах, особенно вблизи контактов с некарстующимися породами и в зонах тектонических разломов Дебиты скважин достигают здесь 12—21 *л/сек* при понижении уровня до 30 *м* Элювиальные глинистые отложения, выполняющие депрессии, практически безводны или содержат подземные воды спорадического распространения в линзах песка или брекчированного бурого железняка

Разгрузка трещинных и трещинно-карстовых вод до эксплуатации месторождения происходила по тем же водоносным зонам в местах

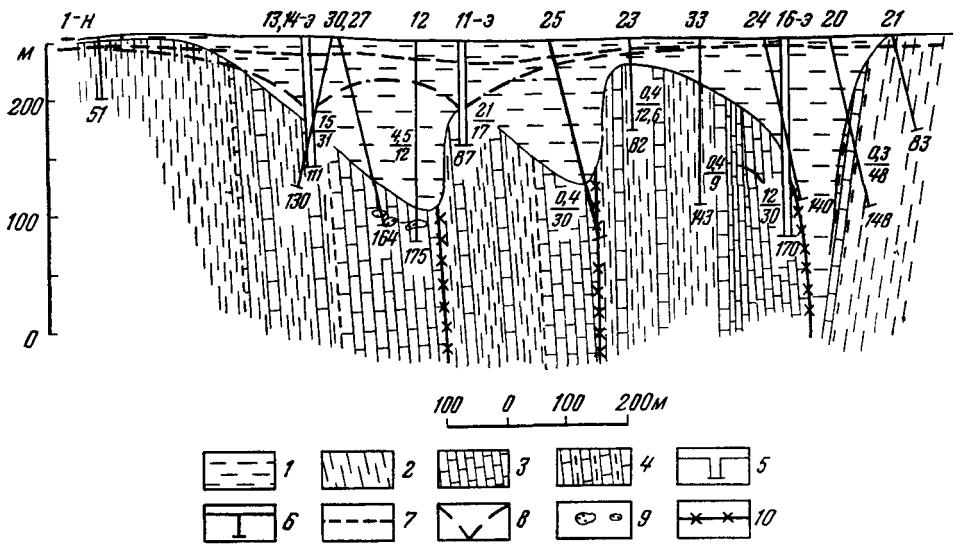


Рис 71 Гидрогеологический разрез водораздельного месторождения напорных трещинно-карстовых вод в малом массиве карбонатных пород II-3-$Б_2$-$б_2$ Составила А С Веретенникова по материалам М А Фадеичевой

1 — песчано глинистые отложения, *2* — гранатовые сланцы *3* — мраморизованные известняки и мраморы с тонкими прослойками сланцев *4* — переслаивающаяся толща гранато слюдистых и кремнистых сланцев с мраморами *5* — эксплуатационные скважины цифры в числителе — дебит, *л/сек*, в знаменателе — понижение *м* *6* — поисково разведочные и наблюдательные скважины *7* — статический уровень воды до эксплуатации водозабора *8* — динамический уровень воды во время эксплуатации водозабора *9* — карстовые полости *10* — тектонический разлом водоносный

выхода их на дневную поверхность в виде родников с дебитом от 0,1 до 6,0 *л/сек* Серия таких родников, Казенный ключ и др, приуроченных к западной и восточной тектоническим зонам, севернее водозабора использовалась для водоснабжения более 200 лет.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения определены в количестве 2,6 тыс. $м^3$/*сутки* по данным пробно-эксплуатационной откачки, проведенной одновременно из трех разведочно-эксплуатационных скважин (11, 13 и 16) при стабильном режиме с суммарным расходом 4,2 тыс $м^3$/*сутки* при понижении уровня до 30 *м*, с учетом коэффициента 0,6, принятого на основании эксплуатации аналогичных месторождений Урала. Эксплуатируется водозабор с 1957 г. по настоящее время двумя скважинами — 11 и 14, расположенными в широтном направлении на расстоянии 260 *м* одна от другой в пределах западной водоносной зоны Суммарный расход водозабора постепенно увеличивался с 1,6 тыс. $м^3$/*сутки* в начальный период до 2,6 тыс $м^3$/*сутки* в 1963 г Уровенный режим при этом имел общую тенденцию к снижению, подвержен сезонным колебаниям и находится в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков и величины

водоотбора. Наиболее глубокое залегание уровня от 55 до 65 *м* отмечается в марте. В послепаводковый период в течение 1—1,5 месяцев он постепенно восстанавливается, однако полной восполняемости горизонта не наблюдается, что свидетельствует о сработке статических запасов его в пределах западной зоны. В настоящее время депрессионная воронка прослеживается в северном направлении на расстоянии более 1,5 *км*, в результате чего осушен Казенный ключ и другие родники, существовавшие в этой зоне до эксплуатации. Восточная водоносная зона, где родники продолжают функционировать, оказалась за пределами депрессионной воронки.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциевый с общей минерализацией от 0,09 до 0,18 *г/л* при общей жесткости от 0,85 до 2,6 *мг-экв* преимущественно за счет карбонатной. Все химические компоненты содержатся в воде в пределах норм ГОСТа. Физические свойства воды хорошие. Как правило, вода прозрачная, без запаха, бактериологически чистая, коли-титр более 300. Температура ее колеблется в пределах 5—5,5° С, цветность от 0 до 5°. Изменений химического состава, физических свойств и бактериологических показателей воды в процессе эксплуатации водозабора не наблюдалось.

Месторождения пластово-трещинных вод, тип II-4

Водораздельное месторождение II-4-$Б_1$-$б_2$ расположено на склоне водораздела в пределах Тобольского артезианского бассейна Среднего Зауралья, на междуречье небольших рек с расходом 10—20 *л/сек*, являющихся притоками многоводной, но сильно загрязненной реки. Протекая в 3—4 *км* южнее месторождения, она дренирует нижнеэоценовый водоносный горизонт, к которому приурочено месторождение (рис. 72). Глубина вреза дренирующей реки по отношению к наиболее высоким точкам водоразделов составляет около 60—70 *м*, что обусловливает пьезометрический уклон нижнеэоценового горизонта к реке, равный 0,0043. Водовмещающими породами горизонта являются трещиноватые кремнисто-глинистые опоки и кварц-глауконитовые песчаники серовской свиты. Водоупорным ложем его является толща аргиллитов талицкой свиты нижнего палеогена. Перекрывающие их сверху спорадически развитые четвертичный, неогеновый и олигоценовый водоносные горизонты практического значения для централизованного водоснабжения не имеют, так как обладают слабой водоносностью. Нижележащие водоносные горизонты — меловой и палеозойский — имеют повышенную минерализацию воды.

Залегает нижнеэоценовый горизонт под толщей слабоводопроницаемых диатомитов и диатомитовых глин ирбитской свиты мощностью 41—45 *м* на глубине от 26 до 42 *м* и обладает напорным уровнем с величиной напора 28—34 *м*. Пьезометрический уровень его находится на глубине от 1,0 до 7,7 *м* и подвержен сезонным колебаниям с амплитудой от 0,2 до 0,8 *м*. Водообильность этого горизонта крайне неравномерна в зависимости от литологического состава водовмещающих пород, характеризующихся фациальной изменчивостью. Наиболее водообильными являются трещиноватые кремнистые опоки и кварц-глауконитовые песчаники. Восточнее месторождения они частично или полностью замещаются глинистыми опоками с низкими фильтрационными свойствами и даже практически безводными опоковидными глинами.

Непосредственно на участке месторождения средний коэффициент фильтрации нижнеэоценового горизонта равен 4 *м/сутки*, а фактические дебиты скважин от 4,5 до 30 *л/сек*, при удельном дебите от 0,6 до 2,2 *л/сек*. За пределами месторождения дебиты скважин не пре-

вышают 1—5 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации не более десятых долей метра в сутки. Для эксплуатации месторождения заложен водозабор из трех взаимодействующих разведочно-эксплуатационных скважин глубиной 90—95 *м*, расположенных на междуречье малых рек в широтном направлении с расстоянием между скважинами 1040 и 540 *м*, из расчета полного перехвата подземного потока, движущегося с севера на юг от поверхностного водораздела к дренирующей реке.

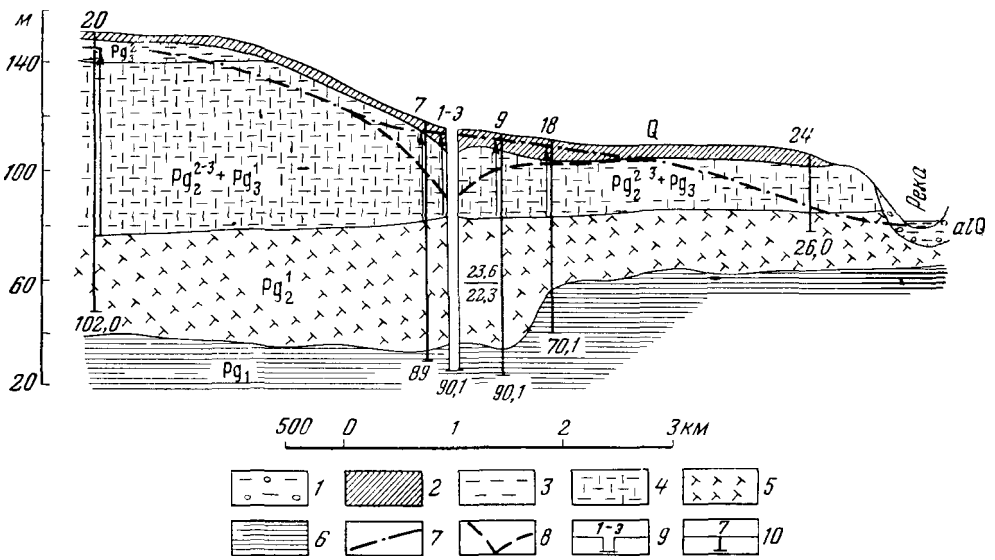


Рис. 72. Меридиональный гидрогеологический разрез водораздельного месторождения пластово-трещинных вод II-4-Б$_1$-б$_2$. По материалам А. С. Веретенниковой

1 — аллювиальные песчано-глинистые отложения, *2* — суглинки с линзами песка, *3* — глины с линзами и прослоями песка, *4* — диатомиты и диатомитовые глины, *5* — опоки с прослоями опоковидных глин и кварц-глауконитовых песчаников, *6* — аргиллиты, *7* — статический уровень воды до откачки, *8* — динамический уровень воды на конец откачки, *9* — разведочно эксплуатационные скважины, пригодные для эксплуатации, цифры в числителе — дебит *л/сек*, в знаменателе — понижение, *м*, *10* — поисково-разведочные скважины, цифры вверху — номера скважин по первоисточнику, внизу — глубина скважин, стрелки около скважин — величина напора

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 7,8 тыс. *м*^{3}/*сутки*, из них по категориям А — 5,0 и В — 2,8 тыс. *м*^{3}/*сутки*. Расчет запасов произведен по формулам неустановившегося движения в условиях безграничного пласта при взаимодействии водозаборных скважин на срок эксплуатации 25 лет, при сработке напора — по категории А и при осушении водоносного горизонта до половины мощности по категории В. Основанием для расчета послужили данные пробно-эксплуатационной откачки, проведенной одновременно из трех взаимодействующих скважин в зимнюю межень при стабильном суммарном расходе 6,7 тыс. *м*^{3}/*сутки* и постепенно снижающемся динамическом уровне. Дебиты скважин составляли 23—29 *л/сек* при удельном дебите от 0,8 до 1,9 *л/сек*. Депрессионная воронка, образовавшаяся при этом, имела эллипсовидную форму, вытянутую в широтном направлении, соответственно диаметром 3,7 и 5,0 *км*.

По данным опробования рассчитаны средний коэффициент фильтрации, равный 4,0 *м/сутки*, и коэффициент пьезопроводимости $6{,}4 \cdot 10^5$ *м*^{2}/*сутки*, вошедшие в расчетные формулы при подсчете эксплуатационных запасов подземных вод.

Химический состав подземных вод нижнеэоценового горизонта преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный натриевый с общей жесткостью от 2,8 до 4,8 *мг-экв* при минерализации от 0,5 до 1,1 *г/л*. Физические свойства вод хорошие, бактериологически воды чистые, вредных примесей не имеют и отвечают требованиям ГОСТа для источников хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Месторождения пластово-порово-трещинных вод, тип II-5

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — II-5-А

Месторождение II-5-$А_1$-$б_2$ расположено в пределах северной части западной окраинной зоны Тобольского артезианского бассейна и приурочено к глубокой палеозойской депрессии, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями. Палеозойские породы представлены в основном серпентинитами, которые на востоке выходят на дневную поверхность, а на западе граничат с вулканогенно-осадочной толщей, слагающей западный борт описываемой депрессии. В основании депрессии залегают пестроцветные каолиновые глины нижнего мела, которые перекрываются верхнемеловыми кварцевыми и глауконит-кварцевыми песками и песчаниками на кремнистом, опоковом или глинистом цементе, общей мощностью от нескольких метров до 50—70 *м* при средней мощности около 40 *м*. В западной части депрессии они выходят на дневную поверхность или прикрыты четвертичными отложениями небольшой мощности, а в восточной — погружаются под толщу аргиллитов талицкой свиты палеоцена, максимальная мощность которых в центральной части депрессии достигает 40—47 *м* при преобладающей от 25 до 35 *м*. Выше залегают опоки и песчаники серовской свиты нижнего эоцена с преобладающей мощностью 3—7 *м* при максимальной до 15—20 *м*, которые в пределах описываемого месторождения значительно смыты и выходят на дневную поверхность или прикрыты четвертичными суглинками, а в центральной части депрессии перекрыты диатомитами ирбитской свиты мощностью до 65 *м*.

Гидрогеологические условия депрессии характеризуются развитием этажно расположенных водоносных горизонтов, приуроченных соответственно к четвертичным, нижнеэоценовым и верхнемеловым отложениям, а также к трещинной зоне палеозойских пород. В пределах описываемого месторождения, приуроченного к южной части депрессии, продуктивным горизонтом является верхнемеловой, заключающий пластово-порово-трещинные воды в песках и песчаниках, общей мощностью от 20 до 40 *м*. Залегает он на глубине от 35 до 42 *м* под толщей водоупорных аргиллитов и обладает напорным уровнем с высотой напора до 40 *м* при пьезометрическом от +2,8 до +4,7 *м*, обусловив фонтанирование скважин с дебитом от долей до 30 *л/сек*. Питание его происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков за пределами месторождения, в западной части депрессии, где он выходит на дневную поверхность, и частично за счет подтока трещинных вод серпентинитов, слагающих восточный борт депрессии; в западном борту они сдренированы рудничным водоотливом. Обводненность горизонта неравномерна и зависит от гранулометрического состава песков и степени трещиноватости песчаников. В пределах месторождения он характеризуется наиболее высокой водообильностью с дебитами скважин от 20 до 31 *л/сек* при удельном дебите от 1,2 до 1,9 *л/сек*. Для эксплуатации месторождения заложен скважинный водозабор из двух кустов, расположенных вдоль берега небольшой реки, в 20—30 *м* от ее русла, с расстоянием между ними около 400 *м*. Западный

куст состоит из двух скважин, восточный из одной. Глубина их от 45 до 66 *м*. Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 9,0 тыс. *м*³/*сутки* по категории А по суммарному расходу четырех скважин, опробованных одновременно пробно-эксплуатационной откачкой при стабильном режиме, с понижением динамического уровня на 11—20 *м*.

Химический состав подземных вод горизонта гидрокарбонатный магниевый с величиной минерализации до 0,2 *г/л* при общей жесткости до 4,0 *мг-экв*. Физические свойства и бактериологические показатели воды хорошие.

Несколько иной характер имеют **месторождения, расположенные в южной части окраинной зоны Тобольского артезианского бассейна,** где они приурочены к двум субмеридиональным депрессиям в палеозойском рельефе, разделенным небольшим поднятием, сложенным триас-юрскими угленосными отложениями, выполняющими глубокий грабен и заключающими подземные воды с повышенной минерализацией. Нижнеэоценовый и меловой горизонты в пределах этих депрессий ввиду отсутствия между ними выдержанного водоупора представляют единый гидравлически взаимосвязанный водоносный комплекс, залегающий непосредственно на палеозойских или триас-юрских отложениях. Водовмещающие породы его представлены опоками серовской свиты с прослоями опоковидных глин, глауконит-кварцевых песчаников или песков верхнего мела мощностью от 6,5 до 55 *м*. В пределах триас-юрского грабена он местами полностью выклинивается. Залегает этот комплекс под толщей диатомитов и диатомитовых глин ирбитской свиты на глубине от 16 до 50 *м*, обусловив напорный характер водоносного горизонта с величиной напора до 54 *м* при пьезометрическом уровне от +2,1 до +18 *м*.

Питание горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах выхода его на дневную поверхность за пределами месторождения и частично через толщу диатомитов, а также за счет подтока подземных вод из палеозойских пород восточного склона Урала. Разгружается он по долинам рек, дренирующих горизонт, в виде небольших родников с дебитом до 1—2 *л/сек*.

Обводненность горизонта неравномерна и зависит от литологического состава водовмещающих пород, степени их трещиноватости и геоморфологического положения. Дебиты скважин — от десятых и сотых долей от 10—30 *л/сек*. Наибольшая водообильность его приурочена к тектоническим контактам палеозойских пород с триас-юрскими, т. е. к бортам грабенов, особенно в зонах приозерных котловин, где в основном и образуются месторождения подземных вод. Именно на этих участках и заложены скважинные водозаборы с дебитом отдельных скважин от 3 до 30 *л/сек* при преобладающем 7—10 *л/сек* и удельном от 0,3 до 7,5 *л/сек* при преобладающем 1,0—5,0 *л/сек*.

Химический состав подземных вод эксплуатируемого водоносного горизонта в пределах западной депрессии гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,2 до 0,5 *л/г* при общей жесткости 2,5—7,5 *мг-экв*. В пределах восточной депрессии он меняется на гидрокарбонатно-сульфатный натриевый с более высокой минерализацией — от 0,4 до 1,1 *г/л*, увеличивающейся в процессе эксплуатации. Нередко эксплуатационные скважины водозаборов выходят из строя из-за повышенной минерализации воды за счет увеличения в ней хлоридов, общей жесткости и железа, превышающих нормы ГОСТа. Засолонение подземных вод происходит в основном за счет подтока соленых вод из озер, вблизи которых они расположены, и подтока засоленных подземных вод, как из триас-юрского водоносного горизонта

с запада, так и из палеогенового и мелового с востока, где минерализация резко увеличивается, достигая в 3—4 *км* восточнее водозаборных скважин 21 *г/л*.

Кроме того, для восточной депрессии характерна систематическая сработка динамического уровня и снижение расхода эксплуатационных скважин в процессе эксплуатации. Так, на одном из них за период с 1944 по 1960 г. суммарный расход скважин снизился с 1,5 до 0,9 тыс. *м*^{3}*/сутки*; динамический уровень воды при этом понизился с 3,6 до 5,6 *м* при статическом до эксплуатацин (1943 г.) — 2,0 *м*.

В то же время в западной депрессии водозаборные скважины работают в основном при стабильном режиме, подверженном только сезонным колебаниям уровня с амплитудой 1—2 *м*. Одно из месторождений западной депрессии, приуроченное непосредственно к тектоническому разлому западного борта триас-юрского грабена, характеризуется повсеместным развитием палеоген-мелового водоносного комплекса средней мощностью от 30 до 50 *м*, который залегает здесь на глубине от нескольких метров до 18—20 *м* под толщей диатомитов и заключает напорные воды с пьезометрическим уровнем на глубине от 1,2 до 7,5 *м*. Эксплуатируется оно с 1930 г. по настоящее время четырьмя скважинами глубиной от 65 до 70 *м*, расположенными на расстоянии 1,0—1,2 *км* одна от другой. Суммарный расход водозабора 5,3 тыс. *м*^{3}*/сутки* при динамическом уровне в эксплуатируемых скважинах 9—10 *м*. Дебиты отдельных скважин при этом составляли от 8 до 30 *л/сек*.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — II-5-Б

Водораздельное месторождение II-5-Б$_1$-б$_2$ расположено непосредственно в пределах триас-юрского грабена, в южной части западной окраинной зоны Тобольского артезианского бассейна. Водоносный горизонт, приуроченный здесь к опокам серовской свиты палеогена, пескам и песчаникам верхнего мела, нередко разделен прослоями мергелистых глин. Залегает он непосредственно на триас-юрских угленосных отложениях, а перекрывается толщей диатомитов ирбитской свиты мощностью до 30—35 *м*. Мощность водоносного горизонта не превышает 6—12 *м*. Подземные воды его имеют напорный характер с величиной напора 25—30 *м* при пьезометрическом уровне от 1,5 до 7,5 *м*. Химический состав воды преимущественно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,6—0,7 *г/л* при жесткости от 4 до 5,5 *мг-экв*. В пределах подстилающего триас-юрского водоносного горизонта минерализация подземных вод достигает 2 *г/л* и более. Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения определены в количестве 1,1 тыс. *м*^{3}*/сутки* расчетом по формулам неустановившегося движения в условиях «безграничного пласта» при снижении динамического уровня до глубины 30 *м*. Основанием для расчета послужили данные пробно-эксплуатационной откачки, проведенной одновременно из двух разведочно-эксплуатационных взаимодействующих скважин с суммарным расходом 1,9 тыс. *м*^{3}*/сутки* при понижении уровня на 20—25 *м*.

Месторождения напорно-безнапорных вод, III группа

Месторождения трещинно-жильных вод, тип III-6

ПРИДОЛИННЫЕ, ПЛОЩАДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — III-6-А$_1$

Площадное инфильтрационное месторождение трещинно-жильных вод III-6-А$_1$-а$_2$ расположено на восточном склоне Южного Урала в пределах развития вулканогенно-осадочных пород березовской свиты.

Водовмещающие породы его представлены перслаивающейся толщей порфиритов различного состава и их туфов, смятых в сложные складки и раздробленных многочисленными тектоническими нарушениями преимущественно меридионального и субмеридионального, реже широтного и субширотного направлений.

В широтном направлении это месторождение пересекает река с среднегодовым расходом около 10 *м*³/*сек* при минимальном среднемесячном от 0 до 2 *м*³/*сек*. Разница в минимальных расходах обусловлена наличием расположенного выше по течению водохранилища, сброс воды из которого временами полностью прекращается. Трещинные и трещинно-жильные воды этого комплекса пород совместно с пластово-поровыми водами аллювиальных песчано-галечниковых отложений реки образуют единый гидравлически взаимосвязанный водоносный горизонт со свободным уровнем. Залегает он на глубине от 0,6 до 11,5 *м* при преобладающем от 1,2 до 3,5 *м* и подвержен сезонным калебаниям с амплитудой до 2,5 *м*, связанным с весенним снеготаянием, осенне-летними дождями и зимней меженью. Основное питание водоносного горизонта в естественных условиях происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет речных вод в паводковый период. Мощность водоносного аллювия составляет 3—8,5 *м*, трещинной зоны выветривания 30—40 *м* и зон тектонических дроблений до 100—120 *м*. Последние благодаря наиболее высокой водопроводимости пород обладают наибольшей водоносностью. В пределах описываемого месторождения прослежено три таких линейных водоносных зоны, приуроченных соответственно к трем субмеридиональным тектоническим нарушениям типа сбросов с амплитудой смещения до 50—60 *м*, сопряженных с серией субширотных нарушений, что обусловливает блоковый характер структуры (рис. 73). Места пересечения этих нарушений в силу наибольшей раздробленности пород имеют максимальную водообильность по сравнению с другими участками. В одной из них в пределах западного тектонического нарушения заложен куст водозаборных эксплуатационных скважин 1, 7, 10 и 32. Две другие эксплуатационные скважины водозабора (2 и 120) каптируют соответственно две восточные обводненные зоны. Дебиты скважин в зонах тектонических дроблений составляют от 5 до 80 *л*/*сек*, при удельном дебите 3—10 *л*/*сек* и понижении от 1,4 до 30 *м*, коэффициенты фильтрации от 6—7 до 21 *м*/*сутки*. За пределами этих зон дебиты скважин варьируют от десятых и сотых долей до 3—5 *л*/*сек* при удельном дебите от 0,01 до 1,6 *л*/*сек*.

Несмотря на высокие фильтрационные свойства пород зон дробления, статические (естественные) запасы подземных вод, заключенные в них, ввиду небольшой емкости невелики. И только в условиях питания водоносного горизонта речными водами эксплуатационные запасы его значительно увеличиваются, обеспечивая возможность создания в зонах дробления крупного водозабора инфильтрационного типа. В естественных условиях эти зоны играют роль подземных дрен всего водоносного горизонта, а в условиях эксплуатации являются еще и хорошими проводниками поверхностных вод через песчано-галечниковый аллювий. Последний благодаря значительной площади распространения, выдержанному гранулометрическому составу и мощности заключает в себе более значительные статические запасы подземных вод и играет регулирующую роль в восполнении запасов эксплуатируемого горизонта в меженный период, когда русловой расход реки не обеспечивает эксплуатационный водоотбор. Динамические запасы аллювиального горизонта на этом участке около 90—100 *л*/*сек*.

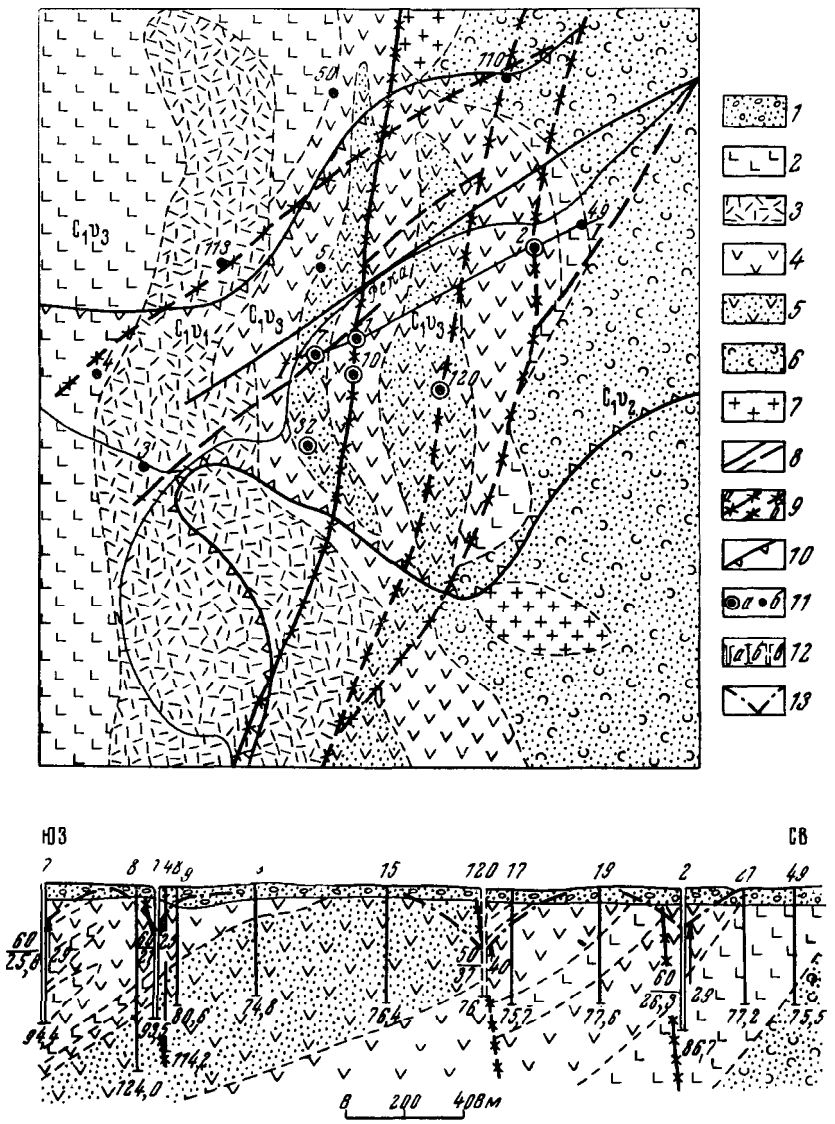


Рис. 73. Схематическая гидрогеологическая карта придолинного площадного месторождения трещинно-жильных вод K_1-6-A_1-a_2. Составила А. С. Веретенникова по материалам А. П. Сирмана

1 — песчано-гравелистый аллювий, глины, суглинки; *2* — базальты, диабазы с прослоями порфиритов андезито-базальтового состава; *3* — кератофиры; *4* — порфириты андезито-базальтового состава с прослоями их туфов; *5* — туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты андезито-базальтового состава с подчиненными прослоями порфиритов того же состава; *6* — туфобрекчии, туфоконгломераты смешанного состава с прослоями туфопесчаников, песчаников, алевролитов и аргиллитов; *7* — граносиенитовый порфир; *8* — линии тектонических нарушений, достоверные и предполагаемые, по которым нет сведений о водоносности; *9* — обводненные тектонические разломы, установленные и предполагаемые; *10* — контур распространения аллювиального водоносного горизонта; *11* — скважины на карте: *а* — эксплуатационные, *б* — поисковые и наблюдательные; цифры — номера скважин по первоисточникам; *12* — скважины на разрезе: *а* — эксплуатационные, *б* — поисково-разведочные, *в* — спроектированные на разрез; цифры слева в числителе — дебит, *л/сек*, в знаменателе — понижение, *м*; *13* — динамический уровень на момент эксплуатации (октябрь 1965 г.)

Общие эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 40,3 тыс. *м³/сутки*, из них по категориям: А — 28,0; В — 3,2 и C_1 — 9,1 тыс. *м³/сутки*. Запасы категории А определены по суммарному фактическому расходу четырех разведочно-эксплуатационных скважин (1, 2, 5, 7), опробованных пробно-эксплуатационной откачкой в зимнюю межень при стабильном режиме, с дебитами скважин от 76 до 85 *л/сек* при удельном дебите от 2,5 до 10 *л/сек*. Запасы категории В приняты по фактическому расходу одной разведочно-эксплуатационной скв. 4, каптирующей зону северного субширотного разлома, опробованной одновременно со скважинами 1 и 2 при понижении уровня на 35 *м*. Запасы категории C_1 определены по суммарному ожидаемому расходу четырех поисково-разведочных скважин (32, 113, 50 и 110), рассчитанному по удельному дебиту на двукратное понижение от достигнутого при кратковременных откачках, проведенных с суммарным расходом 4,3 тыс. *м³/сутки*, с учетом коэффициента взаимодействия скважин 0,2.

Эксплуатируется водозабор с 1963 г. первоначально тремя скважинами (1, 2, 7), а с июля 1965 г. шестью скважинами, в том числе 10, 32 и 120 с суммарным среднемесячным расходом около 25,9 тыс. *м³/сутки* при дебите скважин от 25 до 60 *л/сек*. Эксплуатационный режим водозабора пока не стабилизировался ввиду неравномерного водоотбора, но характерные особенности его уже проявляются. В частности, уровенный режим подвержен сезонным колебаниям, связанным с зимней и летней меженью, когда он достигает наибольшей глубины 23—26 *м*, с весенним снеготаянием и осенне-летними дождями, обусловливающими подъем уровней. Амплитуда колебаний в зависимости от величины водоотбора изменяется в годовом разрезе от 4,5 до 8,0 *м*.

За период эксплуатации водозабора намечается тенденция к постепенному снижению динамического уровня в целом, который в маловодный 1965 г. достиг максимальной глубины — от 29 (скв. 2, 7) до 38,5—40 *м* (скв. 10, 32, 120) в зимнюю межень. По снижению уровня в наблюдательных скважинах, расположенных в районе водозабора, можно судить о том, что все эксплуатируемые скважины взаимодействуют между собой через водоносный аллювий, образуя единую депрессионную воронку с отдельными углублениями ее на водозаборных скважинах. На севере она уходит за реку и способствует как береговой, так и подрусловой инфильтрации поверхностных вод в водоносный горизонт. На юге ее контуры не установлены, но, очевидно, она превышает размеры воронки, достигнутой при пробно-эксплуатационной откачке.

Химический состав подземных и речных вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,3—0,7 *г/л* — подземных вод и 0,2—0,3 *г/л* — поверхностных. Максимальная минерализация отмечается в меженные периоды, минимальная — в паводковый.

Площадное месторождение трещинно-жильных вод с атмосферным питанием III-6-$А_1$-$б_1$ расположено на Среднем Урале и приурочено к синклинальной структуре, сложенной силурийскими сланцево-амфиболитовыми породами, зажатыми между двумя крупными интрузивными массивами, и прорезанной более мелкими интрузиями и жильными телами. Подземные воды в пределах месторождения приурочены к верхней трещиноватой зоне коры выветривания, зонам тектонических нарушений и жильным телам, слагая единый водоносный горизонт со свободным уровнем. Эффективная трещиноватость зоны выветривания прослеживается преимущественно до глубины 50—60 *м*, а в пределах развития жильных тел и тектонических разломов до 150 *м*. Питание горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных

осадков и частично за счет береговой инфильтрации в паводковый период.

Водозаборные скважины месторождения расположены в долине небольшой реки в двух взаимодействующих кустах, северном и южном на расстоянии 1100 *м* один от другого.

Северный куст, пройденный в трещиноватых гранитах и кварцевых диоритах, пересеченных дайками гранит-порфиров, состоит из трех скважин, заложенных по вершинам неправильного треугольника на расстоянии 60—200—225 *м*. Запасы подземных вод его утверждены УралТКЗ по работам 1948—1949 гг. в количестве 2,6 тыс. *м*^{3}/*сутки* по категории А. Эксплуатируется он с 1954 г. с постепенно снижающимся среднегодовым расходом от 1,4 тыс. *м*^{3}/*сутки* в 1959 г. до 1,1 тыс. *м*^{3}/*сутки* — в 1963 г. при среднемесячном расходе от 1,0 до 1,7 тыс. *м*^{3}/*сутки*, в зависимости от сезона года и количества выпадающих атмосферных осадков. Динамические уровни за время наблюдений с 1959 по 1963 г. находятся на глубине загрузки насосов — от 18 до 34 *м*, с амплитудой сезонных колебаний до 5 *м*.

Южный куст пройден в полосе силурийских метаморфических сланцев, прорезанных мощными дайками гранитоидов, и состоит из пяти скважин, расположенных по углам неправильного пятиугольника на расстоянии от 20 до 200 *м*. Запасы подземных вод утверждены УралТКЗ в количестве 11,0 тыс. *м*^{3}/*сутки*, из них по категориям А — 9,3 и В — 1,7 тыс. *м*^{3}/*сутки*. Запасы категории А определены по суммарному расходу скважин, опробованных пробно-эксплуатационными откачками, а запасы В — рассчитаны экстраполяцией на трехкратную величину от достигнутого понижения. Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,04 до 0,2 *г/л* при общей жесткости от 2 до 3 *мг-экв*. Бактериологически воды чистые. Изменений химического состава и бактериологических качеств в процессе эксплуатации не наблюдается, за редким исключением, когда в паводковый период коли-титр снижается за счет поступления речных вод.

Эксплуатируется куст с 1957 г. при постепенно снижающемся среднегодовом расходе от 5,2 тыс. *м*^{3}/*сутки* в 1959 г. до 5,0 тыс. *м*^{3}/*сутки* в 1963 г. при среднемесячном расходе от 3,6 до 6,4 тыс. *м*^{3}/*сутки*. Динамические уровни за этот период стабилизировались на глубине загрузки насосов 19—45 *м*. Максимальные расходы скважин по обоим кустам приурочены к весенне-летнему сезону, минимальные — к зимнему.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ ПЛОЩАДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — III-6-Б$_1$

Водораздельное площадное месторождение III-6-Б$_1$-б$_1$, расположенное на Среднем Урале, приурочено к жильному полю Рефтинского гранитного массива, занимающего водораздельное положение между двумя довольно многоводными реками, дренирующими подземные воды трещинной зоны. Единственным источником питания их являются атмосферные осадки, которые инфильтруются в горизонт через дресвяные элювиально-делювиальные отложения. Разведано водораздельное месторождение в 1935 г. с целью хозяйственно-питьевого водоснабжения промышленного объекта. Для эксплуатации в центральной наиболее водоносной части его была пройдена шахта глубиной 30 *м*, которая вскрыла сильно обводненные трещиноватые граниты и гранодиориты, пересеченные дайками гранит-порфиров. Расход шахты при опробовании откачкой составлял 2,6 тыс. *м*^{3}/*сутки* при понижении уровня на 10 *м*.

Несмотря на положительные результаты проходки, шахта продолжительное время не эксплуатировалась и пришла в негодность. Для эксплуатации этого месторождения в 1953—1954 гг. в 100—150 *м* западнее и восточнее шахты были пройдены три скважины глубиной 38—55 *м*. При одновременной опытной откачке при стабильном режиме суммарный расход их составлял 3,9 тыс. *м*^{3}*/сутки* с понижением уровня на 15—23 *м*. Однако, учитывая, что скважины расположены на водоразделе при ограниченной области питания горизонта запасы подземных вод месторождения приняты Научно-техническим советом Уралгеолуправления с учетом эксплуатационного коэффициента 0,65 в количестве 2,6 тыс. *м*^{3}*/сутки* по категории А.

Эксплуатируется месторождение с 1956 г. всеми тремя скважинами, работающими как один большой колодец с суммарным среднегодовым расходом 3,6 тыс. *м*^{3}*/сутки* при максимальной глубине динамического уровня до 42 *м* и понижении до 35 *м*.

Химический состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией до 0,1 *г/л* при общей жесткости до 2,9 *мг-экв*. Все химические компоненты находятся в воде в пределах допустимых норм ГОСТа. Бактериологически вода чистая. Изменений химического состава и бактериологических показателей ее в процессе эксплуатации не наблюдается.

Группа месторождений трещинно-жильных вод узколокальных водоносных зон (придолинных и водораздельных) — III-6-А$_2$, III-6-Б$_2$. Описываемая группа месторождений расположена на Среднем Урале в пределах холмисто-увалистого плато, расчлененного долинами небольших рек, берущих начало из плоских водораздельных озер и пересекающих район в субширотном направлении. Приурочены месторождения к рассредоточенным на значительном расстоянии (до 5—10 *км*) водоносным зонам тектонических разломов, жильным полям, прослоям кремнистых сланцев и малым полосам известняков, развитым среди сильно дислоцированных осадочно-вулканогенных и метаморфических пород верхнего ордовика и нижнего силура, прорезанных интрузиями основного и кислого состава (рис. 74). Преобладающим развитием в районе пользуется переслаивающаяся толща порфиритоидов и зеленых сланцев с подчиненными им порфиритами, амфиболитами, кремнистыми, углисто-кварцитовыми и слюдяными сланцами с прослоями мраморизованных известняков и мраморов. С поверхности они прикрыты песчано-глинистыми элювиально-делювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями преобладающей мощностью от 0,5 до 5, реже 10 *м*.

Тектонические нарушения преимущественно меридионального и субмеридионального простирания, образованные в верхнепалеозойское время и обновленные последующими более поздними мезо-кайнозойскими глыбовыми подвижками, сопровождаются узкими зонами дробления, развитыми в известняках, кремнистых и кварцитовых сланцах и других жестких породах до глубины 100—150 *м* и более, которые обладают повышенной водообильностью. В более пластичных породах типа углисто-глинистых и им подобных сланцев, реагировавших на тектонические подвижки смятием, зоны дробления или отсутствуют или сильно заглинизированы, а нередко выполнены структурными глинами.

Эти узкие обводненные зоны, развитые иногда на большом протяжении, и обусловили образование месторождений трещинно-жильных вод, которые эксплуатируются небольшими водозаборами с дебитом от 5,0 до 28 *л/сек*. Расположение их под соответствующими номерами показано на карте (см. рис. 74).

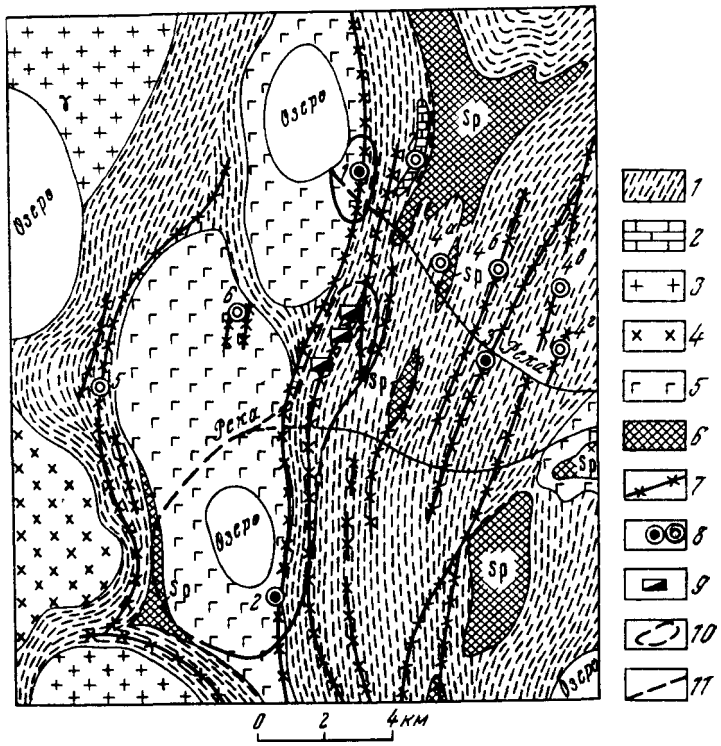


Рис. 74. Схематическая гидрогеологическая карта месторождений трещинно-жильных вод на Среднем Урале. Составила А. С. Веретенникова по материалам М. А. Фадеичевой и К. А. Костиной

1 — переслаивающаяся толща амфиболитов, зеленых сланцев, порфиритоидов, кремнистых, углисто-кварцитовых слюдяных с прослоями мраморизованных известняков и мраморов, *2* — известняки; *3* — граниты; *4* — гранодиориты; *5* — габбро; *6* — серпентиниты; *7* — водоносные зоны тектонических разломов и контактов; *8* — месторождения подземных вод; эксплуатируемые и неэксплуатируемые, цифры — их условные номера, принятые в тексте; *9* — шахты с водоотливом; *10* — депрессионные воронки эксплуатируемых водозаборов и водоотлива, установленные и по предположению, *11* — осушенные русла рек

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УЗКОЛОКАЛЬНЫХ ЗОНАХ — III-6-A_2

Первое инфильтрационное месторождение III-6-A_2-a_2 с затрудненным питанием расположено в 400 *м* от береговой линии озера и приурочено к восточному очень сложному контакту габбро-диоритового массива с вмещающими его породами, представленными порфиритоидами, переслаивающимися с амфиболитизированными сланцами, пронизанными апофизами габбро, при общем западном падении их под углом 67—75° (рис. 75). Прослежена эта зона в меридиональном направлении электропрофилированием и подсечена поисково-разведочными скважинами с дебитом от 1,0 до 13 *л/сек*. Водозабор, заложенный в наиболее обводненных участках зоны, состоит из четырех скважин, расположенных в двух кустах, по две скважины в каждом. Расстояние между кустами по зоне разлома 180 *м*, между скважинами в кусте 2—3 *м*.

Эксплуатационные запасы подземных вод определены в количестве 5,2 тыс. $м^3/сутки$, из них по категории А — 4,0 тыс. $м^3/сутки$, по

суммарному расходу скважин обоих кустов, опробованных одновременно откачкой с дебитом от 18 до 28 *л/сек* при удельном 0,6—1,1 *л/сек*. Запасы категории В определены в количестве 1,2 тыс. *м*³/*сутки* расчетным путем при условии понижения уровня до глубины 50 *м*

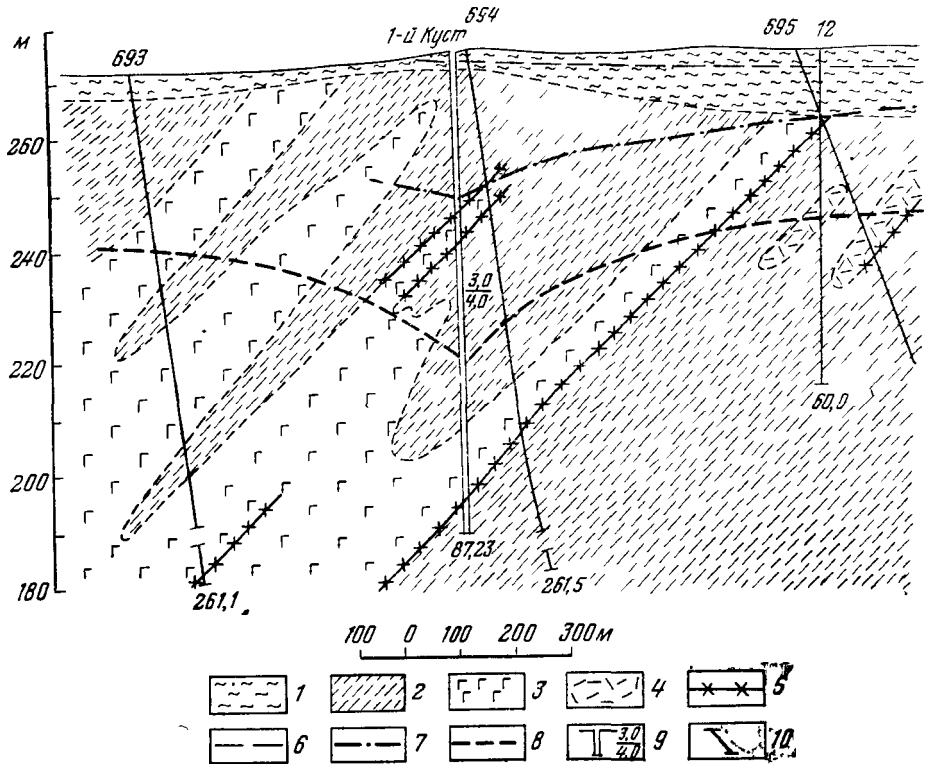


Рис. 75. Гидрогеологический разрез придолинного месторождения трещинно-жильных вод III-6-A_2-a_2. Составила А. С. Веретенникова по материалам А. А. Хмелевского

1 — песчано-глинистые элювиально-делювиальные отложения; *2* — амфиболиты, зеленые сланцы, порфиритонды с прослоями тальк-хлоритовых сланцев, *3* — габбро, габбро-диориты *4* — альбитофиры; *5* — обводненные приконтактовые зоны; *6* — уровень подземных вод до эксплуатации водозабора; *7* — динамический уровень на конец пробно-эксплуатационной откачки, на основании которой утверждены эксплуатационные запасы подземных вод, *8* — динамический уровень во время эксплуатации; *9* — водозаборные скважины, цифры в числителе — эксплуатационный расход, *л/сек*, в знаменателе — понижение, *м*, *10* — поисково-разведочные скважины

на обоих кустах при их взаимодействии. Эксплуатируется водозабор с 1959 г., причем с 1960 г. при стабильном режиме с суммарным среднемесячным расходом 2,2—3,2 тыс. *м*³/*сутки* при среднегодовом 2,9 тыс. *м*³/*сутки* и снижении динамического уровня до глубины 50 *м*. Депрессионная воронка при этом достигла радиуса 500 *м* на востоке, 1,0 *км* — на севере, 1,5 *км* — на юге, захватив в зону влияния речку и полностью осушив ее. На западе депрессионная воронка более пологая, чем на востоке, и уходит под озеро, с отрывом динамического уровня от ложа озера в пределах береговой линии на 9—13 *м*.

Судя по стабилизации эксплуатационного режима последних лет, можно полагать, что озеро оказывает регулирующее влияние на питание эксплуатируемой водоносной зоны, хотя и при затрудненной взаимосвязи их через дно озерной котловины. Сопоставляя расчетные величины эксплуатационных запасов с фактически полученными при эксплуатации в условиях стабильного режима, можно судить, что по-

следние составляют 65% от расчетных категорий А, причем в условиях снижения динамического уровня ниже расчетного для категории В

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,14 до 0,240 *г/л* и с общей жесткостью от 2,1 до 3,6 *мг-экв* преимущественно за счет карбонатной. Все химические компоненты находятся в воде в пределах норм ГОСТа для хо-

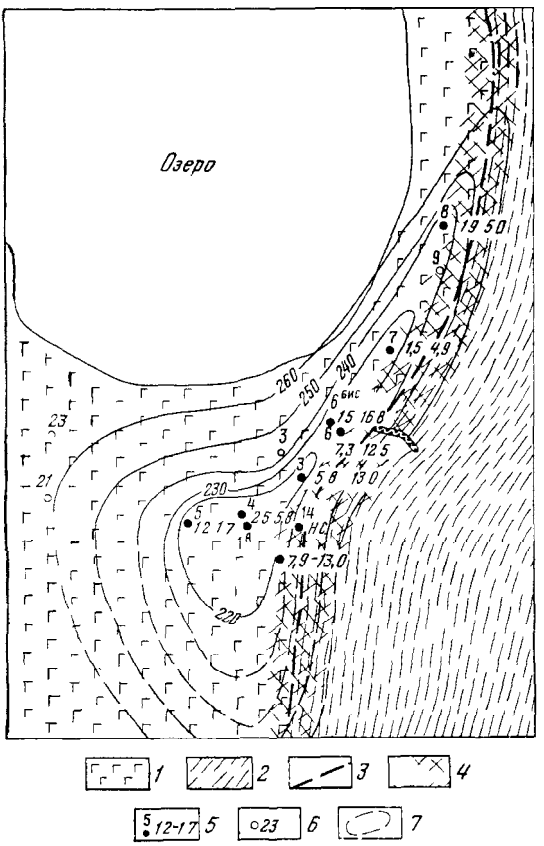


Рис. 76. Схематическая гидрогеологическая карта придолинного месторождения трещинно-жильных вод, приуроченного к зоне тектонического контакта, III-6-$А_2$-$б_1$. Составили А. С. Веретенникова и Н А. Евсеева по материалам Уралгидростанции

1 — габбро диориты *2* — метаморфические сланцы кремнисто глинистые и хлоритовые *3* — линия тектонического контакта, *4* — приконтактовая сильно обводненная зона *5* — эксплуатационные скважины, цифры вверху — номер скважины по первоисточнику, справа — минимальный и максимальный расход в *л сек* *6* — наблюдательные скважины *7* — линии гидроизогипс на октябрь 1962 г, устаиовленные и по предположению

зяйственно-питьевого водоснабжения. Бактериологически воды чистые, физические свойства ее хорошие. Изменений химического состава подземных вод в процессе эксплуатации водозабора не наблюдается, но в летнее время ухудшаются бактериологические показатели за счет загрязненных вод озера В связи с этим на водозаборе установлены бактерицидные лампы

Второе месторождение — III-6-$А_2$-$б_1$ расположено на юго-восточном берегу небольшого озера, в 80—100 *м* от береговой линии, и каптирует водоносную зону, приуроченную к восточному контакту габбрового массива с кремнисто-глинистыми сланцами (рис 76). Эта приконтактная зона шириной от 100 *м* на севере до 250 *м* на юге характеризуется сильной раздробленностью и трещиноватостью палеозойских пород и обладает значительной водообильностью. Дебиты скважин этой зоны варьируют от 1,7 до 16,8 *л/сек*, в то время как за ее пределами они не превышают десятых и сотых долей литра в секунду. Вдоль по простиранию она каптирована водозабором, который состоит из 14 взаимодействующих скважин глубиной 80—92 *м*, пройденных на

расстояниях от 40 до 300 *м*. Эксплуатируется он с 1929 г. с постепенно увеличивающимся расходом от 2,2 тыс. *м*^{3}/*сутки* в 1931 г. до 7,4 тыс. *м*^{3}/*сутки* в 1947—1951 гг. В последние годы расход его снижен до 5—6,6 тыс. *м*^{3}/*сутки* ввиду полного осушения (в 1951 г.) озера, которое подпитывало водоносный горизонт в процессе его эксплуатации. Динамический уровень в эксплуатационных скважинах при этом был снижен до 32—54 *м*, при статическом 1,5—2,5 *м*. Сработка его, судя по наблюдениям 1931—1942 гг., происходила постепенно, по мере увеличения расхода водозабора.

За последние годы эксплуатационный режим водозабора стабилизировался при среднегодовом расходе 5,5 тыс. *м*^{3}/*сутки* и максимальном динамическом уровне в эксплуатационных скважинах на глубине от 27 до 54 *м*. Наиболее глубокое залегание его отмечается по центральным скважинам водозабора, минимальное — по северным. В пределах годового цикла уровенный режим горизонта зависит от величины водоотбора и подвержен сезонным колебаниям с амплитудой 8—11 *м* по эксплуатационным скважинам и 2—3 *м* по наблюдательным. Депрессионная воронка, образовавшаяся в процессе длительной эксплуатации водозабора, распространилась до контуров поверхностного водосбора, о чем свидетельствует полное осушение озера, получавшего питание с этой площади.

Химический состав подземных вод эксплуатируемой водоносной зоны гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,36 до 0,78 *г/л* и общей жесткостью от 5 до 10 *мг-экв*. Химические компоненты содержатся в пределах норм ГОСТа для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Физические свойства воды удовлетворительные, бактериологически воды чистые.

В процессе эксплуатации водозабора химический состав воды претерпел некоторые изменения в связи с подтоком сульфатных вод с расположенного вблизи медно-кобальтового месторождения через водоносную зону, вовлеченную в сферу влияния водозабора в последние годы, после осушения озера. Об этом свидетельствует увеличение в эксплуатируемых подземных водах содержания сульфатов от 70 *мг/л* в 1960 г. до 200—220 *мг/л* в 1962 г. при увеличении минерализации соответственно от 360—510 до 680—780 *мг/л*. Минерализация воды при этом на шахтном водоотливе составляла в 1960 г. 680 *мг/л* при содержании сульфатов до 270 *мг/л*. Сопоставляя химический состав воды шахтного водоотлива и водозабора, можно считать, что дальнейшего ухудшения качества воды на последнем не будет ввиду отсутствия других источников загрязнения.

Третье месторожение III-6-A_2-a_2 несколько иного характера. Расположено оно в долине небольшой речки и приурочено к обводненной приконтактовой зоне углисто-кремнистых сланцев и амфиболитизированных порфиритов с дебитом скважин от 4 до 20 *л/сек*. Прослеживается эта зона в меридиональном направлении среди слабоводоносной переслаивающейся толщи туфогенных углисто-кремнистых сланцев и порфиритов с прослоями известняков, пронизанной гранит-порфировыми дайками. В естественных условиях при пересечении этой зоны речка увеличила свой расход на 26 *л/сек*, подтверждая возможность водоотбора из зоны этого количества воды, тем более что наличие аллювиальных песчано-глинистых отложений мощностью от 7 до 20 *м*, залегающих непосредственно на палеозойских породах, способствует восполнению запасов подземных вод за счет поверхностных вод этой речки. Для перехвата подземных вод этой обводненной зоны вблизи места ее разгрузки, в 25—35 *м* от русла реки были заложены водозаборные скважины. Сосредоточены они в двух кустах: северием и юж-

ном с расстоянием между ними 300 *м*, а между скважинами 2—3 *м* из расчета суммарного водоотбора в количестве 1,6—1,7 тыс. *м*^{3}/*сутки* с северного и 0,3—0,4 тыс. *м*^{3}/*сутки* с южного кустов в условиях их взаимодействия. Северный куст состоит из трех скважин, южный — из двух.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения определены в количестве 2,0 тыс. *м*^{3}/*сутки* по суммарному расходу трех скважин, опробованных одновременно в зимнюю межень откачкой, с учетом эксплуатационного коэффициента 0,6. Суммарный расход при откачке составлял 3,2 тыс. *м*^{3}/*сутки* при понижении 13—30 *м*. Эксплуатируется водозабор с 1957 г. всеми пятью скважинами, включающимися в работу попеременно при одновременной работе одной или двух скважин в кусте. Суммарный среднемесячный расход варьирует 1,6 до 2,8 тыс. *м*^{3}/*сутки* при среднегодовом 1,9—2,4 тыс. *м*^{3}/*сутки*.

Уровенный режим при этом подвержен сезонным колебаниям. Наиболее глубокое залегание его до 16 *м* отмечается в зимнее время при отсутствии питания горизонта и сработке статических запасов. После весеннего снеготаяния, в апреле-мае, уровень постепенно поднимается, достигая максимального после летних дождей, в июне—июле, после чего, не достигнув статического на 8—10 *м*, снова начинает постепенно спадать.

Депрессионная воронка, образовавшаяся в результате эксплуатации водозабора, имеет эллипсовидную форму, вытянутую вдоль речки, которую оставляет в подвешенном состоянии с величиной отрыва уровня от ложа реки на 4—5 *м*. Однако в 400—500 *м* вверх по течению она полностью осушена, что можно объяснить влиянием водоотбора, развивающегося по зоне тектонического нарушения. Наличие водного русла реки непосредственно вблизи водозабора можно объяснить слабыми фильтрационными свойствами пород за пределами зон разлома, затрудняющих подпитку горизонта речными водами вкрест простирания потока.

Химический состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,09 до 0,18 *г/л* при общей жесткости от 2,0 до 2,5 *мг-экв* преимущественно за счет карбонатной. Бактериологически воды чистые, физические свойства ее хорошие. Изменений химического состава воды и бактериологических показателей в процессе эксплуатации водозабора не наблюдается.

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — III-6-Б$_{1,2}$

Четвертое площадное месторождение — III-6-Б$_1$б$_1$ расположено на водоразделе небольших рек. Каптировано оно десятью разведочно-эксплуатационными скважинами, сконцентрированными в четырех кустах (4а, 4б, 4в, 4г) по 3—4 скважины в каждом (см. рис. 74). Расстояние между кустами около 2 *км*, между скважинами в кустах от 100 до 450 *м*. Каждый куст скважин каптирует одну из обводненных тектонических зон меридионального простирания, выявленных геофизическими и буровыми работами в переслаивающейся толще метаморфических кремнисто-глинистых, кремнистых, углисто-кварцитовых, глинистых сланцев, туфосланцев и туфопесчаников с прослоями туфов порфиритов, с прожилками кварца и кальцита.

Водообильность этих зон характеризуется дебитами скважин от 4 до 30 *л/сек* при преобладающем 4—7 *л/сек* и при удельном 0,2—0,3 *л/сек*, реже до 3 *л/сек*. За пределами водоносных зон дебиты скважин не превышают 0,1—1,0 *л/сек*.

Эксплуатационные запасы подземных вод этого месторождения определены в количестве 5,2 тыс. *м*³/*сутки* и отнесены к категории А по суммарному расходу скважин, равному 8 тыс. *м*³/*сутки*, полученному при пробно-эксплуатационных откачках кустов, при понижении от 10 до 30 *м*, с учетом эксплуатационного коэффициента 0,65.

Химический состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,06—0,18 *г/л* при общей жесткости 0,8—2,3 *мг-экв*. Бактериологически воды чистые, физические свойства их хорошие.

Пятое месторождение в узколокальных водоносных зонах — III-6-Б$_2$-б$_1$ — приурочено к тектоническому нарушению, связанному, вероятно, с внедрением габбрового массива и обновленного более поздними подвижками, в результате которого переслаивающаяся толща амфиболитов и зеленых сланцев на контакте с узкими полосами известняков и кремнистых сланцев оказалась сильно раздробленной (см. рис. 74). Интенсивная циркуляция подземных вод в зоне дробления обусловила образование глубоких щелей, до 150—200 *м*, заполненных рыхлыми продуктами выветривания. К бортам этих впадин-щелей приурочена наибольшая водоносность пород с дебитом скважин от 5 до 26 *л/сек* при удельном 0,2—2,0 *л/сек* с преобладающим до 0,5 *л/сек*. Эксплуатационные запасы подземных вод этого месторождения определены в количестве 5,4 тыс. *м*³/*сутки* по суммарному расходу четырех взаимодействующих скважин, опробованных одновременно откачкой при понижении уровня от 11 до 39 *м* от статического, залегающего на глубине 1,7—4,6 *м*. К категории А отнесены запасы в количестве 60% от суммарного расхода скважин, что составляет 3,2 тыс. *м*³/*сутки*, остальные 2,2 тыс. *м*³/*сутки* — к категории В.

Расположены водозаборные скважины по вершинам неправильного треугольника с расстоянием 290 *м* в широтном направлении и 630—660 *м* в субмеридиональном. Эксплуатируется водозабор с октября 1960 г. попеременно всеми четырьмя скважинами при постоянной работе двух скважин со среднегодовым расходом около 2,8 тыс. *м*³/*сутки* при снижении динамического уровня в скважинах до 26—44 *м*. Результаты эксплуатации показывают, что перспектив на увеличение расхода водозабора за счет запасов категории В практически нет, так как динамические уровни при эксплуатации значительно снижены по сравнению с максимально достигнутыми при откачке.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый с величиной минерализации от 0,1 до 0,15 *г/л*, при общей жесткости 1,5—2,2 *мг-экв* за счет карбонатной. Бактериологически воды чистые, физические свойства их хорошие. Все химические компоненты находятся в пределах норм ГОСТа для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Месторождения смешанного типа — III-7

ПРИДОЛИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — III-7-А

Придолинное месторождение в крупной депрессии — III-7-А$_1$-б$_2$ расположено в пределах западной окраины Тобольского артезианского бассейна в долине многоводной реки и приурочено к глубокой палеозойской депрессии, ширина которой в районе месторождения достигает 8—10 *км* при максимальной глубине около 125 *м*, выполненной мезо-кайнозойскими осадками. Характеризуется оно развитием двух основных водоносных горизонтов: нижнеэоценового и верхнемелового, разобщенных толщей водоупорных аргиллитов и глин талицкой и ганькинской свит общей мощности около 30 *м* (рис. 77).

Нижнеэоценовый водоносный горизонт заключает в себе пластово трещинные воды в трещиноватых кремнисто-глинистых опоках и кварц-глауконитовых песчаниках серовской свиты, которые в восточной бортовой части депрессии постепенно фациально замещаются опоковидными глинами, а участками выклиниваются совсем Мощность водоносного горизонта в центральной части депрессии достигает 16—30 *м*

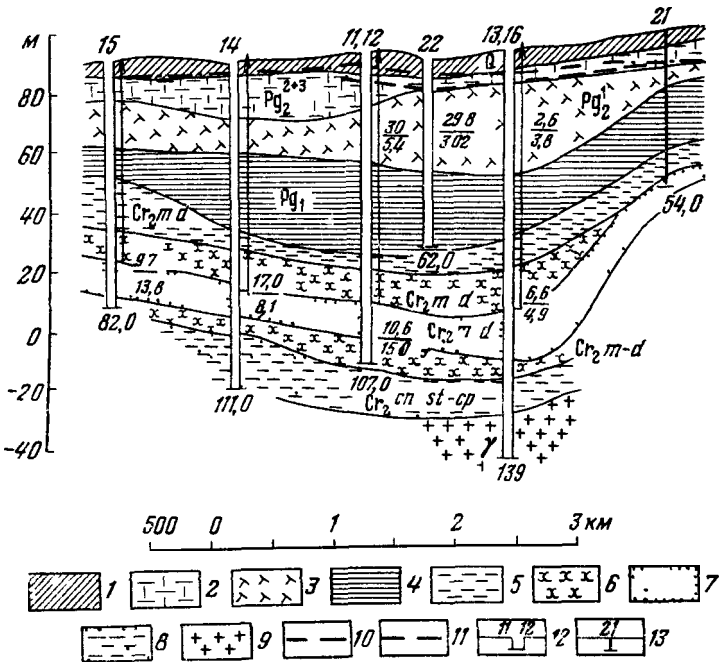


Рис 77 Гидрогеологический разрез придолинного месторождения подземных вод смешанного типа в крупной депрессии Тобольского артезианского бассейна III-7-А$_1$-б$_2$ По материалам А С Веретенниковой

1 — суглинки глины супеси *2* — диатомиты и диатомитовые глины *3* — опоки кремнистые и глинистые с прослоями опоковидных глин *4* — аргиллиты *5* — аргиллиты и глины участками известковистые *6* — песчаники кварц глауконитовые с прослоями опок сливных кварцевых песчаников и песков *7* — пески кварцевые и кварц глауконитовые с прослоями песчаников *8* — глины глауконит кварцевые известковистые с включением гальки кварца *9* — граниты уровни палеогенового водоносного горизонта *10* — статический *11* — динамический на момент откачки *12* — разведочно эксплуатационные скважины стрелки — высота напора цифры в числителе — дебит *л/сек* в знаменателе — понижение *м* *13* — разведочные скважины

Залегает он под водоупорной толщей диатомитов и диатомитовых глин ирбитской свиты на глубине до 60 *м*, а в пределах месторождения на 19 *м* В долине реки он выходит на дневную поверхность и частично дренируется ею, образуя небольшие родники вблизи уреза водного зеркала реки При наличии водоупорной кровли он обладает напорным уровнем, залегающим преимущественно на глубине 4—6 *м* при высоте напора (на месторождении) от 4 до 12 *м* Водообильность горизонта довольно неравномерна и характеризуется дебитами скважин от 1 до 30 *л/сек* Наибольшая водообильность его отмечается в центральной части депрессии, где и заложен скважинный водозабор с дебитом скважин от 12 до 30 *л/сек*, при удельном дебите от 3,3 до 9,8 *л/сек* Коэффициент фильтрации горизонта здесь колеблется от 7,6 до 35 *м/сутки* при среднем около 25 *м/сутки*, в то время как за пределами месторождения не превышает 1—2, реже 5 *м/сутки*

Верхнемеловой водоносный горизонт заключает пластово-поровотрещинные воды в глауконит-кварцевых мелкозернистых, реже разнозернистых песках и трещиноватых песчаниках ганькинской свиты общей мощностью 30—35 *м*. Залегает он на глубине от 48 до 72 *м* и обладает напорным уровнем, установившимся в пределах месторождения на 0,2—3,2 *м* выше дневной поверхности, обусловив фонтанирование скважин с дебитом от 0,5 до 5 *л/сек*.

Для эксплуатации месторождения рекомендуется использовать разведочно-эксплуатационные скважины, пройденные по широтному профилю вкрест простирания депрессии вдоль реки, в 500—1500 *м* от ее русла, из расчета полного перехвата подземного потока как в нижнеэоценовом, так и в меловом горизонтах, движущегося к реке. Нижнеэоценовый водоносный горизонт каптирован тремя скважинами глубиной от 41 до 60 *м*, расположенными на расстоянии 550—700 *м* одна от другой. Верхнемеловой водоносный горизонт каптирован четырьмя скважинами глубиной от 82 до 139 *м*, оборудованными клееногравийными фильтрами. Расположены они на расстоянии 970—1250 *м* одна от другой, причем для удобства эксплуатации две скважины пройдены вблизи скважин на нижнеэоценовый горизонт (в 2—3 *м*). Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 9,6 тыс. *м*^{3}*/сутки*, из них по категориям: А — 6,2 тыс. *м*^{3}*/сутки* за счет нижнеэоценового горизонта и В — 3,4 тыс. *м*^{3}*/сутки* — за счет мелового.

Запасы категории А определены по суммарному расходу трех взаимодействующих скважин, опробованных откачкой при стабильном режиме с понижением динамического уровня на 3—5,5 *м*. Запасы категории В определены по суммарному расходу четырех скважин с дебитами отдельных скважин от 6 до 17 *л/сек* при понижении уровня от 5 до 15 *м*.

Химический состав подземных вод нижнеэоценового водоносного горизонта преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,6 до 1,1 *г/л* при общей жесткости от 6 до 14 *мг-экв*, при средней до 7 *мг-экв*. Верхнемеловой горизонт характеризуется развитием гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией 0,8—0,9 *г/л* при общей жесткости от 1 до 9 *мг-экв* и средней до 4 *мг-экв*. Бактериологически воды обоих горизонтов чистые, физические свойства их хорошие. Восточнее месторождения, за пределами депрессии химический состав подземных вод верхнемелового горизонта изменяется на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый с минерализацией до 1,9 *г/л* с последующим увеличением ее в восточном направлении до 3,9 *г/л* при изменении состава на хлоридный натриевый.

Придолинное месторождение в малой депрессии III-7-$А_2$-$б_2$ расположено также в пределах окраинной зоны Тобольского артезианского бассейна в долине реки и приурочено к глубокой, но неширокой субмеридиональной депрессии в палеозойском рельефе, выполненной мезо-кайнозойскими осадками мощностью 140—160 *м*. Ширина депрессии в пределах месторождения не превышает 0,5—1,0 *км*. Борта ее сложены эфузивно-осадочными породами девона, а центральная наиболее глубокая часть ее — каменноугольными известняками с прослоями сланцев и песчаников (рис. 78). В пределах депрессии развито несколько этажно расположенных водоносных горизонтов, приуроченных к различным литолого-стратиграфическим комплексам. Непосредственно на месторождении, расположенном в южной наиболее узкой части ее, развито три основных горизонта, разобщенных глинистыми водоупорами.

Первым от дневной поверхности, не считая четвертичного, спорадически распространенного, является верхнемеловой водоносный горизонт, заключающий пластово-порово-трещинные воды в песках и песчаниках славгородской свиты мощностью от 8 до 40 *м*. В долине реки он выходит на дневную поверхность и разгружается в виде родников с дебитом от 0,1 до 10 *л/сек*.

Нижнемеловой горизонт пластово-поровых вод залегает на глубине от 34 до 54 *м* в толще континентальных отложений мысовской

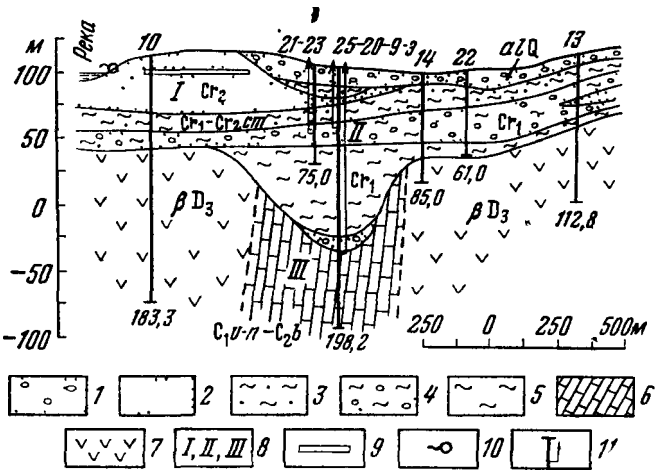


Рис 78 Гидрогеологический разрез придолинного месторождения подземных вод смешанного типа в малой депрессии Тобольского артезианского бассейна III-7-A_2-$б_2$. Составила А. С. Веретенникова по материалам К. А. Костиной и Я Я. Сердюка

1 — песчано гравелистые отложения, *2* — пески, реже песчаники с прослоями глин, *3* — глины каолиновые с прослоями и линзами песка *4* — пески разнозернистые, гравелистые, глинистые *5* — глины каолиновые, бокситовидные, *6* — известняки, *7* — порфириты и их туфы, *8* — водоносные горизонты I — верхнемеловой, II — нижнемеловой, III — палеозойский, *9* — проекция водосборной галерен *10* — родники, *11* — скважины цифры вверху — номера по первоисточникам, сгрелки — высота напора

свиты мощностью от 5 до 28 *м*, представленной переслаиванием разнозернистых гравелистых песков и гравелитов с глинами. От верхнемелового горизонта он отделен водоупорной глинистой толщей мощностью до 10—20 *м*, обусловившей напорный характер нижнемелового горизонта, с высотой напора до 46 *м*, при пьезометрическом уровне от 0 до +6 *м*. При вскрытии его все скважины фонтанировали с дебитом от долей до 16 *л/сек*. При их опробовании дебиты изменялись от долей до 25 *л/сек*, в зависимости от гранулометрического состава водовмещающих пород.

Палеозойский водоносный горизонт трещинно-карстовых вод приурочен к трещинно-карстовой зоне известняков, развитых в центральной части депрессии, и характеризуется напорным уровнем, с высотой напора до 152 *м*, при пьезометрическом уровне от +6 до +9 *м*, что обусловливает фонтанирование скважин при его вскрытии с дебитом от 1,8 до 6,4 *л/сек*. Дебиты скважин при опробовании откачкой достигали 20—22 *л/сек* при удельном дебите 0,4—0,7 *л/сек*.

Питание первого от поверхности водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах выхода его на дневную поверхность, а нижележащих за счет перетекания подземных вод из вышележащих горизонтов и подтока трещинных вод из некарстующихся палеозойских пород, слагающих борта депрессии и по-

лучающих питание западнее месторождения, в местах выходов на поверхность. Движение подземного потока в нижних водоносных горизонтах происходит от области питания в сторону погружения их, т. е. от бортов депрессии к осевой части ее, а в верхнемеловом горизонте к дренирующей реке.

Режим верхнего водоносного горизонта подвержен сезонным колебаниям, связанным с весенним снеготаянием и обильными летними дождями, обусловливающими подъем уровней и увеличение расхода родников в эти периоды. Особенно это характерно для области питания горизонта. Нижние напорные горизонты в естественных условиях характеризовались постоянством уровенного режима.

Эксплуатационные запасы подземных вод месторождения утверждены ГКЗ в количестве 6 тыс. *м*^{3}/*сутки* по фактическому расходу водозабора на 1962 г. и отнесены к категории А.

Верхнемеловой горизонт эксплуатируется с 1940 г. водосборной галереей, каптирующей родниковый сток с суммарным среднегодовым расходом 2;6—3,5 тыс. *м*^{3}/*сутки*, в зависимости от годового количества атмосферных осадков, питающих горизонт. Преобладающий среднегодовой расход его по имеющимся многолетним данным составляет 3,5 тыс. ^{3}/*сутки*.

Нижнемеловой горизонт каптирован четырьмя скважинами глубиной 70—75 *м*, расположенными в двух взаимодействующих кустах, в 100 *м* один от другого, с расстоянием между скважинами в кустах 5—10 *м*. Все скважины оборудованы каркасно-засыпными песчано-гравийными или клеено-гравийными фильтрами. Эксплуатируется он с 1957 г. при суммарном среднегодовом расходе 2,8—3,2 тыс. *м*^{3}/*сутки* и стабильном динамическом уровне, достигающем глубины загрузки насосов.

Палеозойский водоносный горизонт трещинно-карстовых вод эксплуатировался с 1949 г. одной скв. 9 глубиной 198 *м* с расходом 1,5 тыс. *м*^{3}/*сутки*, с 1954 г. — двумя скважинами с постепенно снижающимся суммарным расходом от 2,8 тыс. до 0,7 тыс. *м*^{3}/*сутки*. В 1957 г. в связи с малым расходом этих скважин в эксплуатацию была введена третья скв. 18, однако суммарный расход их продолжал снижаться и в 1961 г. составлял всего лишь 0,3 тыс. *м*^{3}/*сутки*. Динамический уровень воды при этом достигал глубины загрузки насосов 40—42 *м*. Данные эксплуатации палеозойского горизонта свидетельствуют о небольших статических запасах подземных вод его, которые в настоящее время почти полностью сработаны.

Химический состав подземных вод верхне- и нижнемелового горизонта гидрокарбонатный кальциевый с величиной сухого остатка 0,2—0,4 *г/л* при общей жесткости 2,4—3,3 *мг-экв* — верхнемелового и 3,2—9,5 *мг-экв* — нижнемелового. Изменений химического состава воды в процессе эксплуатации не наблюдалось. Незначительные колебания его связаны с весенним паводком и летними дождями, когда происходит основное питание горизонтов атмосферными осадками.

Химический состав трещинно-карстовых вод известняков претерпел некоторые изменения за счет более интенсивного подтока воды из вышележащих горизонтов в связи с эксплуатацией его, вызвавшей усиление перетока. Так, до эксплуатации горизонта (1948 г.) подземные воды его имели хлоридно-сульфатный натриевый или кальциевый состав с минерализацией 0,8—1,0 *г/л* при общей жесткости 8—9,8 *мг-экв*, характерный для застойного режима. При эксплуатации химический состав воды сменился на сульфатно-хлоридный, затем на сульфатно-гидрокарбонатный и в конечном результате на гидрокарбонатно-суль-

фатный кальциево-натриевый с минерализацией 0,7 *г/л* и общей жесткостью 7,6 *мг-экв.*

Все химические компоненты, содержащиеся в подземных водах эксплуатируемых горизонтов, находятся в пределах норм ГОСТа, бактериологически воды чистые. Исключение составляет общее железо, содержание которого в отдельные периоды времени по разным горизонтам превышает допустимые нормы, достигая 1,6—1,8 *мг/л.* Перед подачей в водопроводную магистраль подземные воды всех горизонтов смешиваются и предварительно обезжелезиваются путем аэрации в специальных установках.

Глава VIII

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

I. МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

1. Районирование

Сложное геологическое строение Урала, платформенные и геосинклинальные условия развития в сочетании с разнообразной физико-географической обстановкой обусловили различие условий формирования химического состава подземных вод и развитие многих типов минеральных вод. Можно сказать, что из общего количества типов минеральных вод, рассматриваемых в общих классификациях, на Урале в той или иной мере встречаются все типы, за исключением углекислых вод.

Однако при всем этом разнообразии по условиям залегания и преимущественному развитию определенных типов минеральных вод в пределах отдельных территорий удается достаточно четко районировать Урал и выделить пять зон распространения минеральных вод. В основу районирования положено в первую очередь наличие и содержание в воде специфических биологически-активных компонентов с выделением преобладающего для данной территории типа или типов. В качестве второго признака районирования учитывались условия залегания различных типов минеральных вод, например, сероводородные воды указываются в двух зонах раздельно, так как в первой из них эти воды имеют региональное развитие, а во второй локальное с привязкой к крупным разломам.

В этих условиях оказалось, что границы выделенных зон достаточно строго вписываются в рамки гидрогеологического районирования и хорошо совпадают с основными структурами Урала. Вместе с тем в наименования зон введена географическая привязка, что дает более четкое представление об их размещении.

С учетом изложенного в пределах Урала выделены (рис. 79) следующие зоны распространения минеральных вод:

1 — сероводородных и йодо-бромных вод Предуралья;
2 — сероводородных вод западного склона Урала;
3 — радоновых и кислых рудничных вод горного Урала;
4 — щелочных вод локального развития Западного Зауралья;
5 — хлоридных натриевых вод Восточного Зауралья.

В пределах каждой зоны встречаются и другие типы минеральных вод, но, как правило, они либо единичны (отчасти слабо изучены), либо являются разновидностями основного типа. При этом в ряде зон наблюдается вертикальная зональность, в связи с чем преобладающее значение получают те или иные биологически активные компоненты, меня-

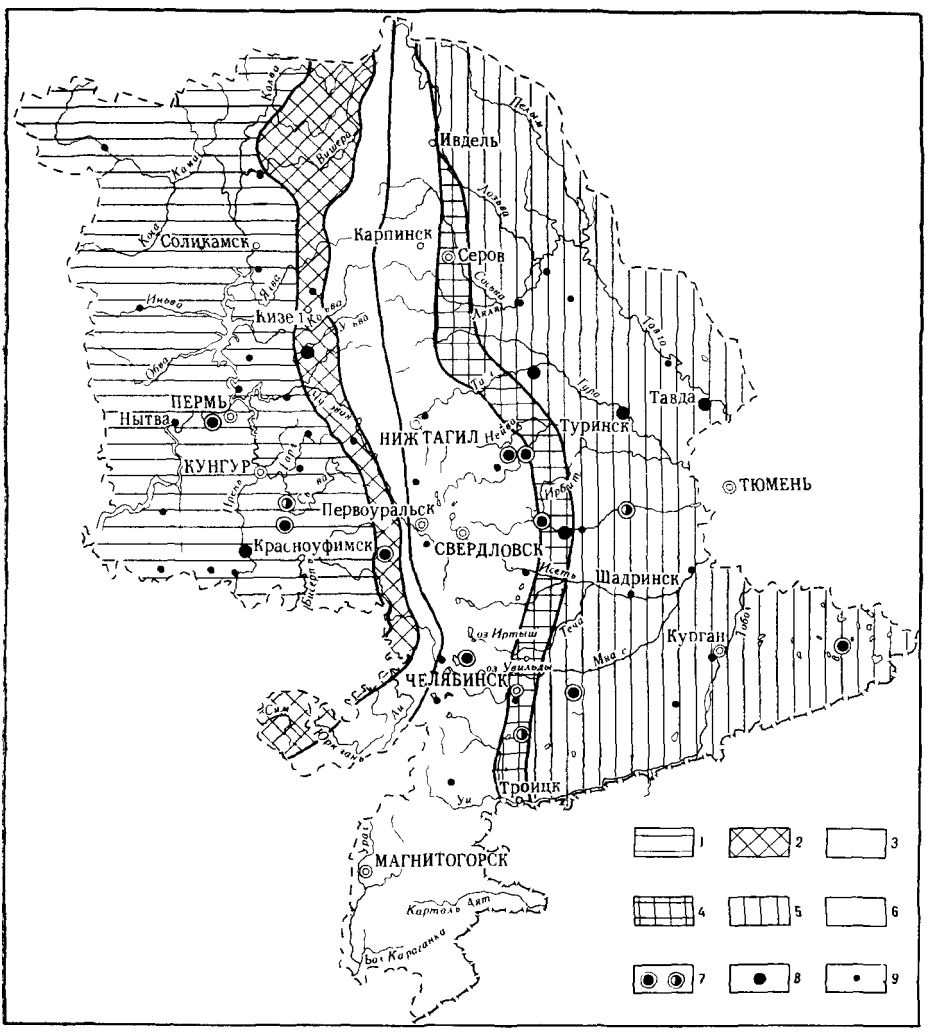


Рис. 79. Схема распространения основных типов минеральных вод Составил В. Ф. Прейс

1 — зона сероводородных и йодо бромных вод Предуралья *2* — зона сероводородных зон западного склона Урала *3* — зона радоновых и кислых рудничных вод горного Урала, *4* — зона щелочных вод локального развития Западного Зауралья *5* — зона хлоридных натриевых вод Восточного Зауралья *6* — площадь Центрально Уральского поднятия практически лишенная минеральных вод *7* курорты действующие (*а*) и проектируемые (*б*) на базе действующих водолечебниц *8* — водолечебницы *9* — основные точки вскрытия минеральных вод по которым имеются полные анализы

ется общая минерализация или основной химический состав воды, а также некоторые другие показатели. Исходя из этого, по факторам лечебного значения минеральные воды Урала получают следующую сводную характеристику (табл. 17).

Таблица 17

Характеристика минеральных вод

Зоны	Основные типы минеральных вод	Минерализация, *г/л*	Температура, °С	pH	Биологически активные компоненты
1	Сероводородные смешанного состава	3,5—10,0	6—7	7,1—7,7	H_2S—150—316 *мг/л*
	Сероводородные, хлоридные, натриевые	20—80	6—12	6,6—7,2	H_2S—340—647 *мг/л*, J—до 7 *мг/л*, Br—до 39 *мг/л*
	Сероводородные и йодо-бромные рассолы	230—290	9—23	6,5—7,1	H_2S—250—540 *мг/л*, J—9—14 *мг/л*, Br—210—1100 *мг/л*
	Йодо-бромные промышленные рассолы	260—300	18—50	5,0—7,2	J—2—28 *мг/л*, Br—800—2300 *мг/л*
2	Сероводородные	2,5—6,6	5—7	6,8—7,2	H_2S—12—91 *мг/л*
3	Радоновые	0,1—0,7	6—7	6,8—7,2	Rn—12—200 *мкюри/л*
	Кислые	1—60	6—9	3,0—6,0	Fe, Al, Cu, As
4	Хлоридные, натриевые	2,0—3,5	6—7	7,6—8,0	Органика
	Сульфатные, натриевые	4,5—22,0	7—13	7,4—7,6	—
5	Хлоридные, натриевые	3,6—9,3	6—12	7,4—8,0	—
	Хлоридные, натриевые нижней зоны	9,2—18,8	11—42	7,5—8,0	J, Br

2. Описание минеральных вод

Описание минеральных вод производится по выделенным зонам в последовательности расположения с запада на восток. При этом вначале дается характеристика основного типа и его разновидностей, а в конце описываются другие, встречающиеся в пределах зоны типы минеральных вод, не имеющие большого развития или слабо изученные.

Характеристика химического состава и других показателей минеральных вод, как правило, дается по анализам специально отобранных проб в 1964—1965 гг. (в случае использования более старых анализов об этом делается особое упоминание). В целях выделения особенностей химического состава минеральных вод формула Курлова всюду дается по всем основным компонентам, тогда как в наименование их по ионному составу включаются лишь компоненты, содержащиеся в количестве не менее 20%-*экв*. Температура минеральных вод зоны активного водообмена дается по замерам на поверхности, для более глубоких горизонтов, как правило, температура воды измерялась на той или иной глубине непосредственно в скважинах.

Зона сероводородных и йодо-бромных вод Предуралья

Платформенные условия геологического развития территории этой зоны обусловили этажное расположение водоносности в осадочных толщах пермского, каменноугольного и девонского возраста, а залегание их на значительных глубинах предопределило застойный режим подземных вод. Основное питание подземных вод происходит на выходах горных пород в пределах западного склона Урала и восточной краевой части Предуральского прогиба. Далее на запад все основные толщи круто погружаются на значительную глубину, и подземные воды быстро приобретают напорный характер.

В связи с крутым погружением восточного крыла Предуральского прогиба гидрохимическая зональность подземных вод в плане практически не проявляется, зато отчетливо прослеживается вертикальная зональность, имеющая региональный характер.

По многочисленным данным опробования преимущественно нефтеразведочных скважин по вертикали выделяются четыре гидрохимические зоны, краткая характеристика которых приводится (с привлечением данных И. Н. Шестова) в табл. 18.

Таблица 18

Характеристика гидрохимических зон Предуралья

Вертикальные гидрохимические зоны	Глубина, *м*	Минерализация, *г/л*	Химический тип воды	Биологически активные компоненты
I	До 350	3—10	Смешанный, с преобладанием сульфатов и натрия	Сероводород—150—316 *мг/л*
II	350—600	20—80	Хлоридный, натриевый	Сероводород—340—647 *мг/л*, йод—до 7 *мг/л*, бром—до 39 *мг/л*
III	600—1150	230—290	То же	Сероводород—250—540 *мг/л*, йод—9—14 *мг/л*, бром—210—1100 *мг л*
IV	Более 1150	260—300	Хлоридный, натриево-кальцневый	Йод—2—28 *мг/л*, бром—800—2300 *мг/л*

Указанная зональность характерна для всей рассматриваемой территории вне зависимости от положения точки опробования относительно границ провинции.

Первая зона охватывает глубины до 350 *м*, в пределах которых водовмещающими являются исключительно пермские отложения. Породы карбонового возраста на этих глубинах приурочены к восточному крылу Предуральского прогиба и минеральных вод практически не содержат.

В наиболее высоких горизонтах зоны, примерно до глубин 80—130 *м*, развиты пресные воды, ниже развиты минеральные воды, однако в ряде точек они выходят на поверхность (источник Самарово, ранее существовавший источник курорта Ключи).

Ионный состав минеральных вод смешанный, с преобладанием в анионах сульфатов, а в катионах натрия и калия. Из остальных ионов характерно преобладание хлора над гидрокарбонатами и магния над кальцием. По сумме солей воды относятся к средне минерализованным

(3—10 *г/л*), по температуре — к холодным, по содержанию сероводорода — к водам с высокой концентрацией (150—316 *мг/л*). На предельных глубинах зоны (300—350 *м*) в составе воды появляются небольшие количества йода и брома, соответственно до 1 и 6 *мг/л*, в отдельных точках до 0,72 *г/л* борной кислоты. Все остальные микрокомпоненты присутствуют в количестве сотых и тысячных долей миллиграмма на литр.

Типовой ионный состав вод первой зоны можно выразить анализом воды скв. 1 курорта Ключи

$$M_{3,9}\,\frac{SO_4\,52\ Cl\,31\ HCO_3\,17}{(Na+K)\,45\ Ca\,25\ Mg\,27}\,t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,7,\ H_2S\,0{,}158.$$

Существенные отклонения от этого состава наблюдаются лишь для вод, выходящих на поверхность, и вод предельно низких горизонтов. В первом случае, по-видимому, сказывается сильное разбавление пресными водами зоны активного водообмена, и воды получают состав типа Самаровского источника

$$M_{3,8}\,\frac{SO_4\,86\ HCO_3\,12\ Cl\,2}{Ca\,81\ (Na+K)\,10\ Mg\,9}\,t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,7{,}6,\ H_2S\,0{,}150.$$

Для нижних горизонтов (300—350 *м*) состав минеральных вод смещается в сторону хлоридов, отражая переход к лежащей ниже зоне типичных хлоридных натриевых вод с высокой минерализацией. Типичным представителем вод нижних горизонтов являются воды с глубины 300 *м* (скв. 3 курорта Ключи), состав которых выражается формулой

$$M_{3,9}\,\frac{Cl\,65\ HCO_3\,18\ SO_4\,17}{(Na+K)\,57\ Mg\,36\ Ca\,7}\,t^{\circ}C\,7,\ pH\,7{,}1\ H_2S\ 0{,}316.$$

Естественно, что на указанных нижних горизонтах наблюдаются наиболее высокие для этой зоны минерализация и содержание сероводорода. Однако по сероводороду имеются материалы, свидетельствующие также о его связи с рифовыми телами — вблизи последних содержания сероводорода увеличиваются, в удалении от рифов — уменьшаются и при удалении более 200 *м* сероводородные воды даже отсутствуют (курорт Ключи, по материалам Г. А. Максимовича и И. Н. Шестова).

Дебит скважин в пределах первой зоны изменчив и колеблется от 0,5 (Ключи, скв. 3) до 7 *л/сек* (Ключи, скв. 1), преобладает до 1,0 *л/сек*.

Вторая зона в интервале глубин от 350 до 600 *м* характеризуется развитием типичных хлоридных натриевых вод с минерализацией от 20 до 80 *г/л*. Как и в первой зоне, воды приурочены преимущественно к пермским отложениям и лишь на стыке Русской платформы и Предуральского прогиба одиночные скважины вскрывают в пределах этой зоны карбоновые отложения.

Воды второй зоны имеют высокую концентрацию сероводорода, от 340 до 647 *мг/л*, и температуру в пределах 6—12°С. В микрокомпонентном составе постепенно увеличивается содержание йода и брома, максимально соответственно до 7 и 39 *мг/л*. Однако такие содержания свойственны водам с минерализацией 60—80 *г/л*, и при разбавлении до питьевых норм концентрации йода и брома оказываются значительно ниже бальнеологических норм и эти воды используются лишь как сероводородные.

Ионный состав сероводородных вод второй зоны почти стабильный. Типовым представителем являются воды скв. 1 курорт Усть-Качка с глубины 560 *м*

$$M_{7,4}\,\frac{Cl\,89\ SO_4\,10\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,86\ Mg\,9\ Ca\,5}\,t^{\circ}\,C\,12{,}2,\ pH\,6{,}8,\ H_2S\,0{,}35.$$

Как и для первой зоны, обращает на себя внимание преобладание магния над кальцием.

Данные о дебите скважин, вскрывших сероводородные воды второй зоны, получены при опробовании простреламн и поэтому, видимо, не отражают действительных величин. В этих условиях дебит скважин составляет 0,3—0,4 *л/сек* и как исключение до 1,0 *л/сек*

Третья зона в интервале глубин от 600 до 1150 *м* по характеру минеральных вод принципиально отличается от двух верхних. Это сероводородные и йодо-бромные рассолы с минерализацией 230—290 *г/л*. Содержание сероводорода в них составляет 250—540 *мг/л*, снижаясь в единичных случаях до 95 *мг/л*. Содержание йода в водах составляет 9—14 *мг/л*, брома 210—1100 *мг/л*. При разбавлении рассолов до питьевых норм содержания йода и брома, как правило, остаются выше бальнеологических норм, что позволяет использовать воды третьей зоны не только для ванн, но и как питьевые. По температуре воды холодные или слаботермальные (9—23° С). Особенностью вод третьей зоны являются повышенные содержания борной кислоты.

Ионный состав сероводородных и йодо-бромных вод очень стабилен. В качестве типового можно привести анализ воды с глубины 1115 *м* скв. 65 в пос. Полазна.

$$M_{280}\,\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 87\ Ca\ 9\ Mg\ 4}\,t^{\circ}\,C\ 12,\ J\ 0{,}014,\ Br\ 0{,}458,\ H_2S\ 0{,}425.$$

В любых пробах этих вод кальций преобладает над магнием, что также отличает их от вод верхних двух зон.

В пределах глубин третьей зоны минеральные воды связаны с отложениями пермского и карбонового возраста. По водообильности более благоприятные показатели имеют воды карбоновых отложений, представленных в большей части известняками и доломитами. Дебиты скважин достигают 6 *л/сек*, тогда как из пермских отложений обычно получается 0,3—0,8 *л/сек*.

Четвертая зона от 1150 *м* и глубже сложена преимущественно отложениями карбонового и девонского возраста и лишь в единичных случаях в ее пределах встречаются отложения нижней перми. Эти отложения содержат рассолы с минерализацией 260—300 *г/л*, газирующие метаном. По ионному составу это хлоридные натриево-кальциевые рассолы, типа полученных с глубины 1320 *м* в скв. 2 курорта Усть-Качка

$$M_{264}\,\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 70\ Ca\ 20\ Mg\ 10}\,t^{\circ}\,C\ 21,\ J\ 0{,}02,\ Br\ 0{,}8.$$

Отклонения от этого среднего состава наблюдаются лишь в катионах, количество которых в процент-эквивалентах меняется по натрию и калию в пределах 53—74, по кальцию 19—40 и по магнию 7—12. По температуре — воды теплые и горячие, на больших глубинах очень горячие (до 50° С). По микрокомпонентному составу это йодо-бромные рассолы, причем содержание брома составляет 800—2300 *мг/л*, а содержание йода неустойчиво и колеблется от 2 до 28 *мг/л*. Такие содержания обусловливают возможность разбавления рассолов в широком диапазоне — от купальных до питьевых. Сероводород в глубинных водах, как правило, отсутствует, но встречаются исключения, например, на Кухтинской площади в карбоне на глубине 1900 *м* вскрыты йодно-бромные рассолы, содержащие 338 *мг/л* сероводорода.

Данные о дебите скважин для йодно-бромных рассолов малодостоверны, но, как правило, дебиты относительно высоки и в процессе промышленной эксплуатации достигают 20—25 *л/сек*, правда, при значительных понижениях — до 400 *м*.

Сероводородные и йодо-бромные воды Предуралья имеют региональное распространение и по существу в любой точке описываемой территории можно вскрыть минеральные воды того или иного состава. Поэтому выбор участков использования минеральных вод определяется здесь в основном климатическими, ландшафтными и географическими условиями.

В настоящее время в пределах Предуралья раздельно используются сероводородные воды первой и второй зон и йодо-бромные воды четвертой зоны Сероводородные и йодо-бромные воды третьей зоны пока не используются, так как совместное воздействие всех биологически активных компонентов почти не изучено. Возможно, что при наружном применении эти воды будут оказывать более активное бальнеологическое влияние на организм человека, и в этом случае значение зоны сероводородных и йодо-бромных вод Предуралья для развития курортного строительства резко возрастет.

Кроме описанных типов минеральных вод, в пределах зоны отмечено два родника с повышенным содержанием железа, известны родники с содержанием в воде до 2 *мг/л* фтора при общей минерализации 2 *г/л*, и по восточному контуру встречаются радоновые воды, выходы которых связаны с тектоническими разломами. На отдельных участках отмечено обогащение подземных вод калием, барием и некоторыми другими элементами Все эти воды практически не изучены и более или менее полные анализы имеются лишь по радоновым водам.

Зона сероводородных вод западного склона Урала

Эта зона охватывает Западно-Уральскую зону линейной складчатости, в пределах которой встречаются сероводородные воды локального распространения, связанные с крупными разломами. В настоящее время известно до десятка точек развития этих вод, в том числе достаточно полная характеристика имеется по трем точкам.

По сумме солей это мало- и среднеминерализованные воды, холодные, с нейтральной реакцией. Приурочены известные точки к карбоновым и девонским отложениям, преимущественно водовмещающими породами являются слабобитуминозные известняки. Концентрация сероводорода изменяется от 10 до 100 *мг/л* Ионный состав вод различен, в связи с чем в табл. 19 приведена общая характеристика по каждой изученной точке.

Таблица 19

Ионный состав сероводородных вод западного склона Урала

Местонахождение скважины	Глубина вскрытия, *м*	Формула Курлова
Курорт Ниж. Серги, скв. 4	180	$M_{6,6}\frac{Cl\,93\ HCO_3\,4\ SO_4\,3}{(Na+K)\,93\ Ca\,4\ Mg\,3}\ H_2S\,12$
г. Губаха, скв. 14 (анализ 1954 г)	156	$M_{2,5}\frac{SO_4\,72\ Cl\,15\ HCO_3\,13}{Ca\,70\ (Na+K)\,19\ Mg\,11}\ H_2S\,70$
ст. Кын, скв. 1445 (анализ 1962 г)	343	$M_{3,0}\frac{SO_4\,84\ HCO_3\,13\ Cl\,3}{Ca\,58\ Mg\,39\ (Na+K)\,3}\ H_2S\,91$

Несколько источников между ст. Кын и г. Чусовым по полевому анализу имеют гидрокарбонатный кальциевый состав воды и содержание сероводорода в пределах 10—20 *мг/л*.

Дебит указанных в таблице скважин достаточно высокий и достигает 10 *л/сек*, дебит известных родников незначительный: 0,1—0,2 *л/сек*. Кроме сероводородных вод в пределах зоны имеются кислые шахтные воды, локально связанные с Кизеловским каменноугольным бассейном. Эти воды обогащены железом, кремнием, марганцем и другими микрокомпонентами, а содержание свободной серной кислоты составляет обычно 0,2—0,5 *г/л* при максимальном до 3,7 *г/л*. Кислые воды гидрохимически и бальнеологически не изучены.

Зона радоновых и кислых вод горного Урала

Эта зона охватывает обширную территорию горного или открытого Урала, являющуюся областью формирования поверхностного и подземного стока. Поэтому на этой территории в основном развиты пресные и ультрапресные подземные воды, не содержащие биологически активных компонентов. Локальное, достаточно широкое развитие имеют два *типа минеральных вод* — *радоновые* и *кислые*.

Радоновые воды связаны с массивами гранитоидов, имеющих широкое развитие в пределах горного Урала и особенно на его восточном склоне. Вообще в гранитах, гранито-гнейсах, миаскитах и других породах гранитовой формации подземные воды верхней трещиноватой зоны (до глубины 50—60 *м*) имеют повышенное содержание радона, до 3—5 *тμс/л*, которое принимается за фоновое. Аномальные, т. е. повышенные, концентрации радона наблюдаются в подземных водах трещиноватых контактных и тектонических зон, часто сопровождающихся жильными внедрениями. В этих случаях глубина развития трещиноватости увеличивается до 100—150 *м* и более, а наличие на стенках трещин вторичных отложений радия приводит к повышению коэффициента эманирования и появлению подземных вод с высокой концентрацией радона.

В настоящее время в пределах горного Урала известно несколько десятков проявлений радоновых вод, как по естественным источникам, так и вскрытых скважинами. По содержанию радона они характеризуются широким диапазоном, причем воды естественных источников, как правило, имеют малую концентрацию радона (13—40 *тμс/л*), а воды, вскрытые скважинами, среднюю (40—200 *тμ с/л*) и высокую (выше 200 *тμ с/л*). Все эти воды холодные (5—6° С), пресные (0,12—0,50 *г/л*), по ионному составу смешанные, но с преобладанием в большинстве анализов гидрокарбонатов и кальция.

Типичным представителем вод с малой концентрацией радона являются воды Липовского месторождения (источник 1), имеющие следующий состав:

$$M_{0,12}\frac{HCO_3\,79\ Cl\,12\ SO_4\,9}{Ca\,54\ (Na+K)\,39\ Mg\,7}\ t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,6{,}5;\ Rn\,23 m\mu c/л.$$

Несколько отличается по составу вода источника 6 в районе ст. Чебаркуль

$$M_{0,17}\frac{HCO_3\,36\ SO_4\,32\ Cl\,30}{Ca\,56\ (Na+K)\,32\ Mg\,12}\ t^{\circ}\,C^{\circ}\,6,\ pH\,7;\ Rn\,13 m\mu c/л.$$

Другой химический тип воды представлен в источнике 32 курорта Увильды

$$M_{0,47}\frac{HCO_3\,86\ SO_4\,8\ Cl\,6}{(Na+K)\,64\ Ca\,36}\ t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,7{,}1;\ Rn\,15 m\mu c/л.$$

Более устойчив состав вод со средним содержанием радона. В качестве примера можно привести формулы Курлова для вод скв 4 близ г Пласт и шурфа на дачах тракторного завода

$$M_{0,5}\frac{HCO_3\,76\ SO_4\,19\ Cl\,5}{Ca\,75\ (Na+K)\,17\ Mg\,8}\ t^{\circ}\,C\,5,\ pH\,6{,}9;\ Rn\,55 m\mu c\ л,$$

$$M_{0,28}\frac{HCO_3\,81\ SO_4\,12\ Cl\,7}{Ca\,73\ (Na+K)\,18\ Mg\,9}\ t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,7,\ Rn\,90 m\mu c\ л.$$

В 1968 г в районе курорта Кисегач скв 25 вскрыты радоновые воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 0,4 *г/л* и содержанием радона 45 *мкс/л*

Воды с высокой концентрацией радона известны лишь в районе курорта Увильды, где скв. 44 вскрыты воды следующего состава

$$M_{0,12}\frac{HCO_3\,56\ SO_4\,32\ Cl\,12}{Mg\,58\ Ca\,37\ (Na+K)\,5}\ t^{\circ}\,C\,5,\ pH\,7,\ Rn\,200 m\mu c\ л.$$

В количественном отношении радоновые воды Урала характеризуются расходами источников от 0,1 до 0,7, в единичных случаях до 1,5 *л/сек* и дебитами скважин 2,5—5,0 *л/сек* при максимальном до 10 *л/сек*

Кислые воды в пределах горного Урала формируются в зоне окисления вулканогенных и метаморфических образований зеленокаменной толщи в районе колчеданных месторождений Изучены они очень слабо, главным образом по анализам рудничных вод Бальнеологическое их значение не установлено, и в этом отношении можно ориентироваться только на опыт использования кислых вод на курорте Гай, находящемся в Оренбургской области за южной границей описываемой территории. Поэтому небезынтересно привести состав минеральных вод этого курорта (скв. 15, анализ 1961 г)

$$M_{4,2}\frac{SO_4\,80\ Cl\,20}{(Na+K)\,54\ Al\,17\ Fe\,14\ Ca\,10\ Mg\,5}\ t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,2{,}8.$$

В 1965 г на курорте была пробурена новая скважина, которая вскрыла воду несколько иного состава

$$M_{6,6}\frac{SO_4\,89\ Cl\,9}{Al\,35\ Fe\,33\ (Na+K)\,10\ Mg\,8\ Ca\,7}\ t^{\circ}C\,6,\ pH\,3.$$

Рудничные воды Урала отличаются от гайских, во-первых, более высокой минерализацией и, во-вторых, повышенным содержанием меди, которая на ряде рудников извлекается из шахтных вод на цементационных установках. Что же касается ионного состава, то он принципиально сохраняется, и меняется лишь соотношение между отдельными катионами

Так, рудничные воды шахты Первомайская Карабашских рудников имели состав (анализ 1959 г)

$$M_{36,0}\frac{SO_4\,88\ Cl\,12}{Fe\,65\ Al\,12\ Cu\,12\ Zn\,8\ Mg\,3}\ t^{\circ}\,C\,7,\ pH\,2$$

Ближе к Гайским воды шахты Левиха Кировградского месторождения, имеющие состав

$$M_{16,0}\frac{SO_4\,100}{Al\,42\ Fe\,29\ (Na+K)\,15\ (Ca+Mg)\,12}\ t^{\circ}\,C\,8,\ pH\,3{,}0.$$

Принципиально аналогичные воды развиты в пределах рудных полей Дегтярского и Красноуральского месторождений, им III Интернационала в Тагильском районе и др В отличие от них своеобразный состав имеют шахтные воды Кочкарской группы золоторудных месторождений, содержащие мышьяк,

$$M_{1,0}\,\frac{SO_4\,51\ HCO_3\,30\ Cl\,19}{Ca\,38\ (Na+K)\,36\ Mg\,28}\,t^{\circ}\,C\,12,\ pH\,6{,}0,\ H_2ASO_4\,20.$$

Эти воды содержат в среднем 8 *мг/л* меди, 16 *мг/л* цинка, 60 *мг/л* железа и ряд других компонентов.

Следует отметить, что лечебную ценность, видимо, имеют кислые шахтные воды и после извлечения из них меди. Так, после цементации и нейтрализации шахтных вод Карабашского месторождения, состав которых приведен выше, они сбрасываются в отстойный пруд на р. Ольховка. Вода в пруду красивого бирюзового цвета, содержит 40 *мг/л* меди, 25 *мг/л* цинка, 9 *мг/л* железа, 6 *мг/л* висмута и много других компонентов. Ионный состав воды характеризуется следующей формулой:

$$M_{2,1}\,\frac{SO_4\,97\ Cl\,2\ HCO_3\,1}{Mg\,61\ Ca\,25\ (Na+K)\,14}\,pH\,6{,}8.$$

Количество кислых шахтных вод на Урале огромно (по отдельным шахтным полям до 60 *л/сек*) и поэтому при установлении лечебной ценности эти воды могут использоваться в больших масштабах.

Другие типы минеральных вод в пределах горного Урала практически неизвестны.

Зона щелочных вод локального развития Западного Зауралья

В пределах этой зоны встречаются два основных типа минеральных вод: хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды малой минерализации и смешанные, преимущественно сульфатно-хлоридные воды каменноугольных бассейнов.

Первый тип минеральных вод известен по ряду отдельных скважин и разведан на двух участках. Приурочены эти воды к палеогеновым и меловым отложениям и развиты в виде линз среди общего поля пресных вод или на границе между пресными и солеными водами.

В палеогеновых отложениях разведаны две линзы минеральных вод в районе оз. Подборное (Челябинская обл.). Приурочены они к линзам опок, залегающих среди толщи опоковых глин на глубине 24—40 *м*. Состав воды характеризуется следующей формулой:

$$M_{3,5}\,\frac{Cl\,66\ HCO_3\,21\ SO_4\,13}{(Na+K)\,86\ Ca\,11\ Mg\,3}\,t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,8{,}0.$$

По предварительным данным Свердловского института курортологии, эти воды пригодны для лечения желудочно-кишечных заболеваний. Дебит отдельных скважин в пределах разведанных линз достигает 1,0 *л/сек*, однако общие запасы ограниченны.

В меловых отложениях разведана одна линза в районе дома отдыха Обухово. До 1921 г. здесь существовал и использовался для лечения естественный источник, а впоследствии была пройдена скв. 11, вскрывшая на глубине 80 *м* воду следующего состава (анализ 1946 г.):

$$M_{2,0}\,\frac{Cl\,74\ HCO_3\,23\ SO_4\,3}{(Na+K)\,92\ Ca\,4\ Mg\,4}\,t^{\circ}\,C\,7,\ pH\,7{,}9.$$

В воде содержится 6 *мг/л* сероводорода, 12 *мг/л* свободной углекислоты, 4,5 *мг/л* гуминовых веществ, 6,4 *мг/л* битумов, 8,0 *мг/л* фенолов и небольшие количества железа, нафтеновых кислот. Основное лечебное действие приписывается органическим веществам. Воды напорные, скважина фонтанировала с дебитом до 12 *л/сек*, впоследствии она обвалилась и была закрыта. В 1966—1967 гг. здесь были проведены дополнительные разведочные работы и пройдена новая эксплуатационная сква-

жина, которая показала, что непосредственно в районе старой скважины состав воды несколько изменился: уменьшилась минерализация и снизилось содержание органических веществ.

Второй тип минеральных вод описываемой зоны связан с триас-юрскими угленосными отложениями каменноугольных бассейнов, заполняющими локальные депрессии типа грабенов. Типичный состав их характеризуется анализом воды скв. 7 в районе г. Копейска (Челябинский угленосный бассейн):

$$M_{5,3}\,\frac{SO_4\,57\ Cl\,36\ HCO_3\,7}{(Na+K)\,35\ Ca\,33\ Mg\,32}\,t^{\circ}\,C\,6,\ pH\,7{,}6.$$

Однако на больших глубинах состав воды существенно меняется. Так, на Камышинском участке скв. 940 с глубины 252—260 *м* (самоизлив 0,2 *л/сек*) выведены воды следующего состава (анализ 1956 г):

$$M_{22,7}\,\frac{Cl\,99\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,94\ Ca\,3\ Mg\,3}\,t^{\circ}\,C\,7,\ pH\,7{,}6.$$

Лечебная ценность этих вод не изучена.

Кроме описанных вод, в пределах зоны встречаются пресные воды, имеющие щелочную реакцию и несколько повышенное против питьевых норм содержание железа. Типичным представителем является вода Пантелеевского родника курорта Курьи, имеющая состав:

$$M_{0,53}\,\frac{HCO_3\,92\ SO_4\,5\ Cl\,3}{Ca\,63\ Mg\,29\ (Na+K)\,2}\,t^{\circ}\,C\,5{,}5;\ pH\,8{,}3;\ Fe\,0{,}004.$$

Зона хлоридных натриевых вод Восточного Зауралья

Огромная площадь Восточного Зауралья представляет собой район сплошного развития вод средней и повышенной минерализации. Приурочены они почти исключительно к меловым отложениям и вскрываются на различных глубинах от 120—130 *м* в западной части описываемой территории до 1000—1200 *м* на востоке. Региональное погружение водосодержащих толщ в восточном и северо-восточном направлениях, перекрытие их мощной толщей водоупорных пород предопределяют напорный характер меловых вод и наличие горизонтальной и вертикальной зональности. С продвижением на восток и, следовательно, с увеличением глубины залегания возрастают минерализация воды и ее температура, повышается содержание йода и брома, и с глубины 350—400 *м* воды можно считать йодо-бромными. Ионный состав воды на небольших глубинах смешанный, но уже с 150—180 *м* становится хлоридным натриевым. В табл. 20 приведены типовые анализы минеральных вод Восточного Зауралья, отражающие общие закономерности изменения их состава. От показанной в таблице закономерности встречаются единичные отклонения, но они, видимо, объясняются смешением вод разных горизонтов в необсаженных скважинах.

Особенностью минеральных вод меловых отложений описываемой зоны является довольно большое количество растворенных газов, выделяющихся на самоизливе вследствие понижения давления. Упругость газа в пласте в зависимости от глубины залегания составляет 16—25 *атм* при пластовом давлении 18—48 *атм*. Количество выделяющегося газа составляет 0,6—7,5 *л/сек*, в отдельных случаях до 27 *л/сек*. Состав газа преимущественно метановый, количество которого для малых глубин составляет 58—74%, для больших глубин 80—99%, количество азота соответственно составляет 41—25 и 1—16%, остальная часть приходится на углекислый газ (0,3—1,6%) и редкие газы.

Таблица 20

Характеристика минеральных вод Восточного Зауралья по типовым точкам

Пункт	Возраст водосодержащих пород	Глубина вскрытия, *м*	Минерализация, *г/л*	Температура, °С	pH	Содержание, *мг/л*		Формула Курлова
						йод	бром	
г. Курган	Cr_2cn—cp	130	5,3	7,0	8,1	—	—	$\frac{Cl\,53\ HCO_3\,41\ SO_4\,6}{(Na+K)\,42\ Mg\,31\ Ca\,27}$
д. Кыртомка (водолечебница)	Cr_2t	186	9,1	12,0	8,0	—	2	$\frac{Cl\,99\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,82\ Mg\,15\ Ca\,3}$
д. Сидоровка	Cr_1ap+al	350	6,0	11,6	7,4	1	3	$\frac{Cl\,96\ HCO_3\,4}{(Na+K)\,89\ Ca\,7\ Mg\,4}$
г. Талица (водолечебница)	Cr_1ap+al	450	9,2	26,6	7,6	4	28	$\frac{Cl\,97\ HCO_3\,3}{(Na+K)\,87\ Ca\,7\ Mg\,6}$
г. Туринск (водолечебница)	Cr_1h+b	810	14,2	37,0	8,0	11	48	$\frac{Cl\,98\ HCO_3\,2}{(Na+K)\,89\ Ca\,8\ Mg\,3}$
г Тавда (водолечебница)	Cr_1h+b	1163	18,8	42,0	7,5	22	72	$\frac{Cl\,99\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,90\ Ca\,7\ Mg\,3}$

В ряде точек вскрытые воды используются в водолечебницах и проектируется строительство курортов. Запасы меловых вод для лечебного использования практически неограниченны. Дебиты скважин при самоизливе составляют от 3,5 до 26,0 *л/сек* и лишь в единичных случаях 0,5—1,5 *л/сек*.

Кроме описанных вод регионального развития, в пределах провинции встречаются железистые воды с минерализацией 2—4 *г/л*, формирующиеся в неогеновых отложениях. Так, на курорте Озеро Медвежье в Курганской области используется источник с дебитом 0,2 *л/сек*, вода которого имеет следующий состав:

$$M_{2,3}\ \frac{Cl\,37\ HCO_3\,32\ SO_4\,31}{(Na+K)\,50\ Mg\,28\ Ca\,22}\ pH\,7{,}6;\ Fe\,0{,}018.$$

Кроме того, в воде содержится 7,5 *мг/л* гуминовых веществ и 2,5 *мг/л* битумов. За последние 20 лет содержание железа в воде этого источника уменьшилось в три раза. Примерно аналогичный состав имеет вода Екимовского источника в Юргамышском районе Курганской области, содержание железа в которой достигало 70 *мг/л* (анализ 1955 г.)

3. Минеральные грязи

Кроме минеральных вод в пределах Предуралья и Зауралья широко развиты грязевые озера, донные отложения которых имеют лечебное значение. По основному составу озерные грязи делятся на две большие группы: сапропелевые (органические) и собственно минеральные.

Типичным представителем первой группы являются грязи оз. Молтаево в Свердловской области, которые изучены наиболее детально и широко используются большим количеством медицинских учреждений. Сапропель этого озера в естественном состоянии содержит 60—89% воды и 40 — 11% органических и минеральных веществ, находящихся преимущественно в коллоидальном состоянии. Высушенный сапропель со-

держит 50—90% органической массы, 15—50% которой составляют гуминовые кислоты, 25—40%, углеводороды и 2—12% битуминозные вещества. В микрокомпонентном составе отмечены витамины, каротин (до 0,02%), пигменты, антибиотики. Минеральный скелет сапропелей существенно кальциево-магнезиальный.

Принципиально аналогичную характеристику имеют сапропели других озер Урала, но по составу минерального скелета, кроме известковистых, имеются грязи кремнеземистые и смешанные (известковисто-кремнеземистые и кремнеземисто-известковые).

Образование сапропелей происходит вследствие сложных физических, химических и бактериальных процессов при разложении растительных и животных организмов при недостатке кислорода

Всего в пределах Предуралья и Зауралья в той или иной мере обследовано более 200 сапропелевых озер (В. В Эпштейн, В Ф. Ковалев и др.), геологические запасы грязей которых оцениваются цифрой до 2 млрд. *т*. Сапропели оз. Молтаево детально разведаны и их запасы подсчитаны в количестве 8,2 млн. *т*.

Собственно минеральные озерные грязи, в составе которых органическая масса составляет небольшую часть сухого вещества, делятся на три группы. хлоридные, сульфатные и карбонатные. Типовые характеристики указанных групп минеральных грязей приведены в табл. 21.

Таблица 21

Типовые характеристики минеральных грязей

Характеристика	Единица измерения	Хлоридные грязи оз. Медвежье	Сульфатные грязи оз Горькое	Карбонатные грязи оз Подборное
Содержание воды	%	50—58	70—80	82—90
Содержание растворенных солей	%	20—34	14—23	4—13
Органические вещества	%	0,6—1,0	5—6	4—6
Минеральный скелет	%	18—38	10—15	2—7
Ионный состав солей				
Na+K	*г/л*	88,9	9,1	4,2
Ca	„	0,4	0,3	0,07
Mg	„	21,7	1,6	0,15
Cl	„	198,4	12,0	2,9
SO_4	„	2,1	8,7	0,6
HCO_3	„	1,2	0,7	5,1
Макрокомпоненты: FeS	*г/л*	0,09	0,06	0,04
Fe_2O_3	„	0,72	0,36	0,27
Удельный вес	*г/см*^{3}	1,3—1,4	1,09	1,04
Запасы грязей*	млн *м*^{3}	20	3	0,2

* Общее количество озер с минеральными грязями более 400

4. Состояние и перспективы использования минеральных вод

К настоящему времени в пределах Урала минеральные воды и грязи используются на 10 курортах и 9 водолечебницах местного значения Распределение этих лечебных учреждений по типам гидроминеральной базы показано в табл. 22

Помимо того на минеральных водах проектируется строительство еще трех курортов В основном каптаж минеральных вод осуществляется буровыми скважинами и лишь в двух точках используются есте-

Таблица 22

Распределение лечебных учреждений Урала по типам гидроминеральной базы

Гидроминеральная база	Курорты	Водолечебницы
Сероводородные и йодо-бромные воды	1	—
Сероводородные воды	2	2
Радоновые воды	1	1
Хлоридные натриевые воды	1	6
Железистые воды	2	—
Минеральные грязи	3	—

ственные источники. Кроме курортов и водолечебниц, минеральные воды используются в ряде пунктов без систематического врачебного надзора.

Сероводородные и йодо-бромные воды Предуралья используются на крупном курорте Усть-Качка, расположенном на берегу р. Камы в Пермской области (рис. 80, 81). Сероводородные воды эксплуатируются двумя скважинами с глубин 460—560 *м* (вторая вертикальная зона), йодо-бромные с глубин 1300—1400 *м* (четвертая вертикальная зона). В настоящее время курорт имеет 1500 мест и предусматривается его дальнейшее расширение. Основные показания: болезни сердечно-сосудистой системы, органов движения, нервной системы, хронические интоксикации и ряд гинекологических и кожных заболеваний.

Сероводородные и йодо-бромные воды используются для ванн и при разбавлении в степени 1 : 10 : 20 — для внутреннего приема.

Возможности использования аналогичных вод в других районах Предуралья практически неограниченны.

Сероводородные воды малых глубин (первая вертикальная зона) используются на курорте Ключи. До 1935 г. курорт пользовался водами естественных источников, в настоящее время в эксплуатации находятся три скважины с дебитом от 0,3 до 7,0 *л/сек,* расположенные на неодинаковом удалении от рифового тела и дающие воду с разной концентрацией сероводорода, от 150 до 640 *мг/л*. Курорт небольшой, на 350 мест, работает сезонно; перевод на круглогодичную работу и расширение нецелесообразны вследствие удаленности от основных путей сообщения (60 *км* до железной дороги) и плохих ландшафтных условий.

Использование аналогичных вод возможно в ряде точек Предуралья, в частности, предполагается строительство курорта на базе скважины в пос. Суксун, где имеется большой пруд и сосновый бор, в районе водолечебницы Трушники и др.

Сероводородные воды западного склона Урала в настоящее время используются только на курорте Ниж. Серги. Курорт работает с 1824 г., в настоящее время имеет около 400 мест и непрерывно расширяется за счет строительства новых корпусов крупными промышленными предприятиями Свердловской области. Этому благоприятствует живописная местность и хорошие пути сообщения Производительность базовой скважины курорта составляет около 10 *л/сек* и обеспечивает дальнейшее его расширение.

Вода используется для лечения болезней желудочного тракта и некоторых заболеваний нервной системы путем приема внутрь и ванных процедур. Кроме того, часть воды идет на бутылочный розлив под наименованием «нижнесергинская».

Аналогичные воды могут быть использованы севернее, в районе ст Кын и в пределах Кизеловского раиона Пермской области

На территории горного Урала используются лишь радоновые воды, на которых работает курорт Увильды и водолечебница на Липовском месторождении

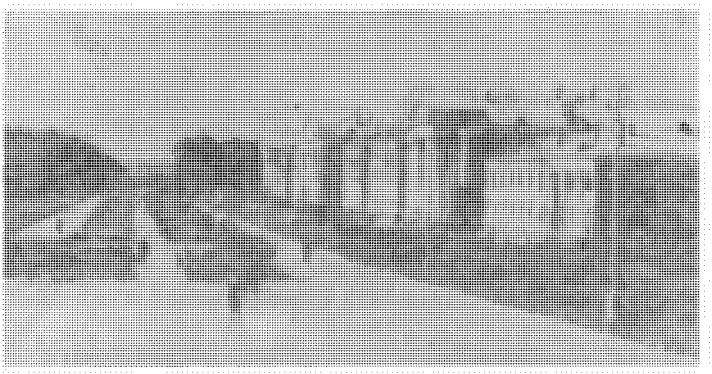


Рис 80 Курорт Усть Качка Вид на главный корпус Фото В. И Антипина

Курорт Увильды расположен в живописной местности на берегу большого озера того же начменования и до 1967 г использовал воды ряда естественных источников с концентрациеи радона не выше

Рис 81 Курорт Усть-Качка Водолечебница Фото В И Антипина

15 *мкс/л*. Лечебные показания сердечно-сосудистые и гинекэлогические заболевания

В 1964—1966 гг вблизи курорта (3,0—3,5 *км*) были проведены разведочные работы, в результате которых скв 44 вскрыла уникальные воды с содержанием радона до 200 *мкс/л* Дебит скважины 10 *л/сек*, в том числе максимальная концентрация радона наблюдается при дебите 5 *л/сек*, которые и утверждены ГКЗ в качестве эксплуатационных запасов Курорт существует с 1939 г и в настоящее время имеет 400 мест. Законченныи в 1967 г строительством водопровод от скв 44 позволяет получить весьма широкий диапазон дозировок радона — от питьевых до

концентрированных купальных, что значительно расширяет возможности курорта. Кроме того, новое значение получает лечение сапропелевыми грязями близрасположенного оз. Акачкуль, разбавленными высокорадоновыми водами. В связи со всем этим в настоящее время запроектирована и начата реконструкция курорта с расширением до 2000 мест.

Использование радоновых вод возможно и в других районах, в частности на базе Липовского месторождения, где в настоящее время работает водолечебница на 50 мест и предполагается строительство курорта.

Значительный интерес представляет район оз. Кисегач в Челябинской области, где располагается группа климатических здравниц, частично использующих воды нескольких источников с небольшим содержанием радона, максимально до 13 *мкс/л*. Выявление здесь вод с более высокой концентрацией радона — до 45 *мкс/л* позволит расширить курортное лечение.

Кислые воды рудных колчеданных полей Урала пока не используются, хотя представляют определенный интерес и, видимо, вопросу изучения их бальнеологической ценности еще не уделяется должного внимания.

Щелочные воды Западного Зауралья в настоящее время лишь намечаются к использованию. Наибольший интерес из них представляют хлоридные натриевые воды района дома отдыха Обухово в Свердловской области и оз. Подборное в Челябинской области.

Обуховские воды несистематически использовались еще в дореволюционное время (естественный источник) и периодически в советское время (скважина). Однако изучение их лечебных свойств практически было начато лишь в последние годы сотрудниками Свердловского института курортологии. В результате установлена эффективность этих вод для лечения болезней желудочно-кишечного тракта, печени и нарушений общего обмена, причем действие этих вод близко к действию вод источника Нафтуся курорта Трускавец и приписывается органическим веществам. К настоящему времени закончена разведка указанных вод и получена общая оценка запасов. На базе дома отдыха предполагается строительство курорта, но уже в настоящее время расширяется водолечебница самого дома отдыха.

В районе оз. Подборное проектируется строительство курорта для лечения главным образом желудочных заболеваний с использованием воды и щелочных грязей озера для наружных процедур и подземных вод — для питья.

Хлоридные натриевые воды Восточного Зауралья в настоящее время используются в пяти водолечебницах и частично на грязевом курорте Озеро Горькое. Водолечебницы организованы на базе отдельных скважин, проходившихся с разными целями и вскрывших минеральные воды. Наиболее крупная из них водолечебница Маян, расположенная вблизи г. Талица Свердловской области, имеет 200 мест. Кроме того, имеется бутылочный розлив воды, именуемой «талицкая». Водолечебница существует с 1956 г., лечебные показания: заболевания желудочно-кишечного тракта, опорно-двигательного аппарата, периферической нервной системы и гинекологические. В настоящее время на базе талицких вод проектируется строительство курорта.

Остальные водолечебницы: Сосьвинская, Тавдинская, Туринская, Кыртомская — рассчитаны на 50 мест каждая и по лечебным показаниям аналогичны водолечебнице Маян. Кроме того, во многих пунктах хлоридные натриевые воды используются без врачебного надзора. По

существу воды этого типа могут быть получены в неограниченном количестве в любой точке Восточного Зауралья

На железистых водах работают два курорта — Верхние Курьи и Озеро Медвежье Другие известные точки выхода железистых источников не изучены

На базе сапропелевых грязей оз Молтаево работают два курорта Озеро Молтаево на 300—350 мест и «Самоцвет», первая очередь которого на 600 мест введена в действие в 1965 г и заканчивается строительство второй очереди на 1000 мест Сапропелевые грязи оз Молтаево вывозятся и широко используются более чем в 80 поликлиниках и больницах городов Урала На ряде курортов (Увильды, Кисегач, Усть-Качка и др) также используются сапропелевые грязи близлежащих озер Лечебные показания заболевания органов движения, периферической нервной системы, гинекологические, кожные и ряд других Особенностью сапропелевых грязей является мягкость их действия, что позволяет принимать на лечение лиц, страдающих сердечной недостаточностью Возможности расширения лечения сапропелевыми грязями (геологические запасы 2 млрд *т*) по существу безграничны

Минеральные грязи используются на курортах Озеро Медвежье и Озеро Горькое, расположенных в Курганской области Оба курорта круглогодичные, на курорте Озеро Медвежье показано лечение заболеваний органов движения, пищеварения и нервной системы, курорт Озеро Горькое является профилированным детским для лечения инфекционных полиартритов и остаточных явлений после полиомиелита На обоих курортах кроме грязей используется рапа, имеющая хлоридный натриевый состав и концентрацию солей до 200 *г/л*

В качестве дополнительного лечебного фактора минеральные грязи применяются и другими курортами, в частности на курорте Усть-Качка используются грязи оз Белое с обогащением йодо бромными рассолами

В заключение обзора минеральных вод и лечебных грязей можно отметить, что Урал имеет большие возможности и перспективы в отношении развития курортного лечения самых различных заболеваний

5. Термальные воды

Подземные воды Урала в отношении распределения температур изучены весьма неравномерно Если для вод верхней зоны, примерно до глубины 300 *м*, имеется большое количество замеров температур, главным образом при бурении гидрогеологических скважин, то для более глубоких горизонтов материалов очень мало Так, по территории Предуралья, где пройдено значительное число глубоких нефтеразведочных скважин, к настоящему времени всего имеется примерно 30 электротермограмм и около 600 точечных замеров максимальными ртутными термометрами, по территории Зауралья имеется не более 100 точечных замеров и единичные электротермограммы, а по территории горного Урала электротермограмм вообще нет, а точечные замеры на глубоких горизонтах единичны Тем не менее общая характеристика распределения температур подземных вод выявляется достаточно отчетливо

Территория горного Урала, являющаяся областью формирования поверхностного и подземного стока, характеризуется развитием исключительно холодных подземных вод Температура их до глубин 300—400 *м* обычно составляет 5—7° С и даже на глубинах до до 1000 *м* не поднимаются выше 9° С На этом общем фоне отмечаются

аномальные участки развития более теплых подземных вод, которые можно разбить на следующие три группы:

а. Воды колчеданных рудных полей, имеющие температуру до 16—17° С даже на небольших глубинах, что является следствием окислительных процессов и отчасти подземных пожаров.

б. *Воды каменноугольных бассейнов,* повышенная температура которых также связана с окислительными процессами, но обычно не выходит за пределы для групп холодных вод. Так, в Кизеловском каменноугольном бассейне наиболее высокие температуры отмечены по скв. 1336 на глубине 1700 *м* (19,2° С) и по скв. 1129 на глубине 1780 *м* (22,8° С). По Челябинскому бассейну измерения на глубинах 700—1000 *м* дают температуру подземных вод 17,5—20,0° С, а по Егоршинскому месторождению на глубине 600 *м* как максимум температуру 11,7° С.

в. *Воды источников, связанных с крупными разломами.* На Северном Урале близ Полюдова Камня имеется выход подземных вод в виде восходящего источника с дебитом около 40 *л/сек,* температура воды которого составляет 14° С. На восточном склоне Урала, близ д. Кодинка наблюдается источник с дебитом 1,5 *л/сек* и температурой воды 18° С, причем вода характеризуется повышенным содержанием радона и имеет бальнеологическое значение.

Таким образом, территория горного Урала в целом — это область развития холодных подземных вод, даже на аномальных участках. По материалам обобщения имеющихся данных величина геотермической ступени составляет здесь 127—210 *м/С°* и на аномальных участках 62—111 *м*/С°.

Территория Предуралья, по которой имеется наибольшее количество фактического материала, характеризуется более низкой геотермической ступенью, величина которой равна 55—62 *м*/С°. По усредненному разрезу здесь до глубины 1000—1100 *м* развиты преимущественно холодные воды, но местами граница их опускается до глубины 1300—1400 *м* (например, в скв. 65 Полазненской площади на глубине 1153 *м* температура воды 12° С).

Ниже, до глубины порядка 2000 *м,* идет зона слаботермальных вод с температурой в пределах 20—50° С, и еще ниже зона термальных вод с температурой выше 50° С. Максимальные известные температуры составили в скважине Муханово на глубине 2950 *м* 76° С и в скважине Бол. Перы на глубине 3000 *м* — 83° С, т. е., примерно к глубине 2800—2900 *м* приурочен переход от термальных к высокотермальным водам. Величина геотермической ступени для Предуралья достаточно стабильна и равна, как уже указано, 55—62 *м*/С°.

Все термальные воды Предуралья приурочены в основном к отложениям карбона и девона и лишь в единичных случаях — к пермским породам. По составу они являются лечебными и промышленными (йод и бром).

Количественные данные по термальным водам очень скудны. В целом можно сказать, что в пределах зоны слаботермальных вод можно получать до 20—25 *л/сек,* но при значительных понижениях уровня воды в скважинах; в зоне термальных вод возможные дебиты, видимо, будут значительно ниже.

В настоящее время термальные воды Предуралья для теплофикации не используются и этот вопрос совершенно не изучен, в том числе нет данных о возможной величине снижения температуры воды при подъеме ее на поверхность. Практически в этом отношении, видимо, надо говорить о попутном использовании, так как при преобладающем развитии слаботермальных вод основным потребителем их могут быть

лишь сельскохозяйственные районы, которым, вероятно, не под силу осуществление принудительного водоподъема с больших глубин и тем более — бурение и оборудование специальных скважин.

Территория Зауралья характеризуется наиболее низкой величиной геотермической ступени, составляющей здесь 12—28 *м*/С°. Это связывается в основном с вулканической деятельностью в триасовое время, имевшей широкое развитие на всей территории. Меньшее значение имела альпийская фаза складчатости, в результате которой в фундаменте образовался ряд разломов, явившихся путями подвода глубинного тепла и обусловивших, видимо, появление лишь аномальных участков. В этом отношении характерна тектоническая зона линии пос. Кузнецова — г. Туринск — г. Талица — г. Шадринск, в пределах которой и наблюдаются наиболее низкие величины геотермической ступени, 12—15 *м*/С°.

В целом по Зауралью зона холодных вод распространена до глубины 450—500 *м*. Как уже было указано, аномальными являются температура воды в скважинах г. Шадринска (22° С на глубине 350 *м*) и г. Талица (26° С на глубине 473 *м*).

Зона слаботермальных вод распространяется до глубин 1100—1200 *м*. Примером этой зоны являются скважины в пос. Луговском (глубина 600 *м*, температура 38° С), в г. Тавда (глубина 1170 *м*, температура 52° С) и др. Но опять-таки имеются и аномальные участки, например, в скважине пос. Кузнецово на глубине 870 *м* температура воды 60° С. Ниже глубин 1100—1200 *м* распространяется зона термальных вод с температурой 50—75° С. В пределах Зауралья эта зона охватывает крайние восточные районы, к востоку от меридиана г. Тавда, и, возможно, северо-восточные районы Свердловской области, по которым фактических данных нет, но значительная мощность мезокайнозойского покрова позволяет предполагать наличие термальных вод на глубине.

Для теплофикации термальные воды Зауралья не используются, но они, как правило, являются лечебными, об использовании которых сказано выше. Основные данные по геотермическим зонам Урала приведены в табл. 23.

Таблица 23

Основные данные по геотермическим зонам Урала

Зона	Температура, °С	Глубина нижней границы зоны, *м*		
		Предуралье	Горный Урал	Зауралье
Холодных вод	До 20	1000—1100	1000—1700	450—500
Слаботермальных вод	20—50	2000—2100	Неизвестна	1100—1200
Термальных вод	50—75	2800—2900	»	Более 1200
Высокотермальных вод	75—100	Более 2900	»	Неизвестна
Величина геотермической ступени, *м*/С°	—	55—62	61—210	12—28

II. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ УРАЛА

Под промышленными водами понимаются природные воды (подземные или поверхностные), обогащенные ценными для народного хозяйства компонентами в количествах, обеспечивающих экономическую целесообразность промышленного их извлечения.

Общепринятых критериев, определяющих промышленную концентрацию в водах тех или иных компонентов, не имеется, и они разрабатываются отдельно для каждого месторождения на основе технико-экономических расчетов. При этом качественные показатели устанавливаются с учетом глубин залегания водоносных горизонтов, их водообильности и других факторов, определяющих условия эксплуатации промышленных вод, а также технологии извлечения ценных компонентов. Для Урала такие разработки имеются лишь для йодо-бромных вод.

В пределах рассматриваемой территории в природных водах выделяются следующие типы промышленных вод: хлоридные натриевые рассолы, йодо-бромные воды и рассольные воды озер. Описание выделенных типов промышленных вод производится по крупным геолого-структурным единицам: Предуралью, горному Уралу и Зауралью.

Предуралье

На площади Предуралья широко распространены два типа промышленных вод: хлоридно-натриевые рассолы и йодо-бромные воды.

Хлоридные натриевые рассолы связаны с выщелачиванием каменных солей $\left(\frac{Na}{Cl} \approx 1\right)$ и наиболее широко распространены в пределах Предуральского прогиба, где они вскрыты скважинами на площади Верхне-Камского месторождения калийных солей. Приурочены они к нижней части глинисто-мергелистых отложений соликамской свиты и покровной толще калийных солей ирень ской свиты. Низкие фильтрационные свойства вмещающих пород (0,086—0,8 *м/сутки*) предохраняют рассолы от разбавления водами верхних горизонтов. В свою очередь слабая подвижность рассолов и их высокая минерализация (до 270—300 *г/л* и более) способствуют сохранности нижележащей толщи калийных солей от выщелачивания.

Хлоридные натриевые рассолы обладают напором до 120—150 *м*. Удельные дебиты скважин составляют 0,022—0,134 *л/сек*. Микрокомпонентный состав рассолов изучен плохо. В качестве типового состава рассолов можно привести анализ вод по скважине, пройденной на месторождении калийных солей:

$$M_{320}\,\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 89\ Mg\ 10}.$$

В дореволюционное время описанные рассолы использовались для выварки поваренной соли. В настоящее время рассолодобыча почти прекращена.

Изучение йодо-бромных вод в Предуралье начато с момента бурения скважин на нефть, и в 1934 г. в районе Краснокамска были выявлены подземные воды с повышенным содержанием брома и йода. В последующем эти воды специально разведывались, и в 1961 г. Госпланом СССР были утверждены следующие кондиции: содержание брома не менее 600 *мг/л*; средний дебит скважин не менее 35 $м^3/ч$; динамический уровень при эрлифтной эксплуатации не ниже 650 *м*; глубина скважин не более 2500 *м*.

Содержание йода 10 *мг/л* признано некондиционным, но добыча его при комплексной переработке подземных вод признана целесообразной.

На современном уровне гидрогеологической и гидрохимической изученности толщи палеозойских пород Предуралья представляется возможным выделить с учетом приведенных выше кондиций четыре водоносных горизонта йодо-бромных вод, имеющих промышленное значе-

ние, и два водоносных горизонта предположительно перспективных. Первые приурочены к терригенным отложениям пашийской свиты верхнего девона и к трещиноватым песчаникам и известнякам среднего девона. Перспективные горизонты намечаются в сакмаро-артинских закарстованных известняках и в терригенных отложениях бавлинской свиты.

Водоносный комплекс терригенных отложений нижнего карбона имеет широкое развитие и обладает большим гидростатическим напором. Водоотдача горизонта весьма неравномерная и колеблется от единиц до 1350 *м³/сутки* при понижениях 200—540 *м*. Характерно увеличение водообильности по площади водоносного горизонта в сторону осевой части Камско-Кинельской впадины, связанное с общим увеличением в этом направлении мощности водовмещающих пород, их пористости и проницаемости. Так, дебиты скважин в пределах Краснокамско-Полазненского вала достигают 50—1342 *м³/сутки*, а в районах Верхне-Чусовских Городков, Лобановской, Каменноложской, Чернушинской структур не превышают 12—36 *м³/сутки*.

По химическому составу воды нижнекаменноугольных отложений относятся к хлоридному натриевому типу и имеют минерализацию 250—280 *г/л*. Отношение $\frac{Na}{Cl}$ колеблется от 0,59 до 0,85, причем отмечается некоторая тенденция к увеличению минерализации и метаморфизации вод с запада на восток от Краснокамско-Полазненского вала к зоне Предуральского прогиба. Воднорастворенный газ обычно азотно-метанового или метаново-азотного типа. Температура воды колеблется от 25 до 30° С. В воде отдельных скважин отмечается значительное количество тяжелых углеводородов, что объясняется наличием пленок нефти. Характерным примером химического состава подземных вод нижнекаменноугольных отложений может служить анализ воды скв. 2-В пос. Оверята

$$M_{264}\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 73\ Ca\ 20}.$$

Для вод терригенных отложений нижнего карбона характерно закономерное увеличение с запада на восток содержания йода и брома. Наибольшие концентрации указанных элементов наблюдаются вблизи зоны сопряжения восточной окраины Русской платформы с Предуральским прогибом. Так, содержание йода в пределах Каменноложской структуры и Верхне-Чусовских Городков выше в 1,5—2,0 раза, а брома в 1,2—1,7 раза, чем в районе Краснокамско-Полазненского вала.

Наиболее перспективным участком для разведки йодо-бромных вод в терригенных отложениях нижнего карбона является центральная зона Камско-Кинельской впадины. Здесь водовмещающие отложения карбона имеют наибольшую мощность (до 20 *м*) и водоотдачу (до 1000—2500 *м³/сутки*). В настоящее время йодо-бромные воды терригенных отложений нижнего карбона эксплуатируются скважинами, пройденными в пределах Краснокамско-Полазненского вала. При понижении уровня на 300 *м* дебит скважин составляет около 1200 *м³/сутки*, удельный дебит — 4,0 *м³/сутки*, расчетный коэффициент фильтрации 0,45 *м/сутки*. При многолетней эксплуатации скважин гидрогеологические параметры и химический состав воды не изменяются.

Водоносный горизонт закарстованных карбонатных отложений верхнего девона изучен очень слабо. Водоотдача карстовых зон горизонта известна только по двум скважинам, пройденным в пределах Краснокамско-Полазненского и Каменноложского валов. Дебиты скважин составили 2328 и 69 *м³/сутки* при понижениях уровня до 300 *м*. Статические уровни залегают на глубинах соответст-

венно 84 и 238 *м*. Наибольший дебит (2328 *м³/сутки*) относится к скв. 3-В, вскрывшей мощную карстовую зону в доломитах верхнего девона. О водоотдаче закарстованных карбонатных отложений верхнего девона по другим положительным структурам Предуралья (Лобановскому, Таныпскому, Куединскому и другим валам) можно судить лишь по поглощению бурового раствора. В отдельных скважинах раствор поглощался полностью.

В химическом отношении воды верхнего девона имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав и минерализацию 213—270 *г/л*. Отношение $\frac{Na}{Cl}$ колеблется от 0,71 до 0,58. Воднорастворенный газ азотно-метанового или метаново-азотного типа. Температура воды варьирует от 28 до 32,5° С. Характерным примером химического состава вод карбонатных отложений верхнего девона может служить анализ по эксплуатационной скв. 3-В

$$M_{280}\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 71\ Ca\ 21}.$$

На основании изучения химизма вод карбонатных отложений верхнего девона было установлено, что воды горизонта в южной части Предуралья более метаморфизованы, чем в центральной (Краснокамско-Полазненский вал).

Изложенное показывает, что содержание полезных компонентов в водах карбонатных пород верхнего девона выше промышленных кондиций. Следовательно, карстовый водоносный горизонт верхнего девона является перспективным для разведки промышленных йодо-бромных вод. Наибольший интерес в этом смысле представляют мощные карстовые зоны, зафиксированные по частичному или полному поглощению бурового раствора в пределах юго-западной части Пермской области.

Водоносный горизонт терригенных отложений верхнего девона (пашийские слои) в пределах платформенной части Предуралья изучен довольно детально в связи с поисками промышленных скоплений нефти. Воды горизонта обладают большим гидростатическим напором и сравнительно высокой водообильностью. Дебиты скважин колеблются от нескольких кубических метров в сутки до 300 *м³/сутки*. Наибольшей величины они достигают в пределах Краснокамско-Полазненского вала.

В химическом отношении воды отложений пашийской свиты имеют хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию до 250—300 *г/л*. Отношение $\frac{Na}{Cl}$ изменяется от 0,73 до 0,52. Воднорастворенный газ азотного или метаново-азотного типа. Температура воды колеблется от 33 до 42° С. Примером химического состава вод пашийских отложений в районе Краснокамско-Полазненского вала может служить анализ по скв. 6.

$$M_{246}\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 70\ Ca\ 24}.$$

На основании имеющихся данных по химическому составу вод пашийских отложений можно сделать вывод, что минерализация вод и содержание в них брома возрастают по площади с северо-запада на юго-восток. Так, концентрация брома в южных районах Предуралья в 2—2,5 раза выше, чем в пределах Краснокамско-Полазненского вала.

Таким образом, пашийские слои можно отнести к перспективным для получения промышленных йодо-бромных вод. Наибольший интерес в этом отношении представляет район Краснокамско-Полазненского вала.

Водоносный горизонт карбонатно-терригенных отложений среднего девона изучен очень слабо. Характер водоносности горизонта и химический состав вод исследовались только в пределах двух структур Предуралья: Краснокамско-Полазненском и Куединском валах. Водообильность горизонта крайне неравномерная. Дебиты скважин в районе Краснокамско-Полазненского вала в среднем составляют 1920 *м*^{3}/*сутки* при понижении уровня до 160 *м*, а в пределах Куединского вала они изменяются от 7 до 60 *м*^{3}/*сутки* при понижениях уровня до 415—1350 *м*. Воды имеют хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию до 250—300 *г/л*. Отношение $\frac{Na}{Cl}$ изменяется от 0,52 до 0,73; воднорастворенный газ азотного типа. Температура воды колеблется от 33 до 40° С. Примером химического состава вод среднедевонских отложений может служить анализ по скважине в пос. Оверята

$$M_{253}\,\frac{Cl\ 100}{(Na+K)\ 69\ Ca\ 23}.$$

Таким образом, характеристика подземных вод среднедевонских отложений дана в основном по двум точкам Предуралья, что недостаточно для установления закономерностей распределения содержаний полезных компонентов в пределах столь обширной территории.

Кроме описанных водоносных горизонтов, представляющих несомненно промышленную ценность, необходимо отметить водоносные горизонты предположительно перспективные на промышленные воды. К ним отнесены воды сакмаро-артинских и бавлинских отложений. Водоносный горизонт карбонатных отложений сакмаро-артинского яруса изучен слабо. Воды напорные и в ряде мест изливаются из скважин. Водообильность горизонта крайне неравномерна. Дебиты скважин, определенные в основном на самоизлив, колеблются от 6 до 570 *м*^{3}/*сутки*. Наибольшую величину дебита (170—570 *м*^{3}/*сутки*) имеют скважины, расположенные в южной части Предуралья.

По химическому составу воды сакмаро-артинских отложений относятся к хлоридному натриевому или сульфатному натриевому, реже хлоридному натриево-кальциевому типу. Минерализация вод колеблется в широких пределах — от 10 до 245 *г/л*. Микрокомпонентный состав вод сакмаро-артинского горизонта определялся только в районе Краснокамско-Полазненского вала и анализом единичных проб установлены содержание брома и йода, достигающие кондиций.

Воды бавлинских отложений изучены только в двух скважинах (Бородулинской — опорной и на Танинском поднятии скв. Р-1). Водоносный горизонт вскрыт в интервалах глубин 2218—2223 и 2892—2906 *м*. Воды напорные, статический уровень залегает на глубине до 350 *м*. Дебиты скважин составляют 11 и 222 *м*^{3}/*сутки* при динамических уровнях до 650—680 *м*. Наибольшую глубину залегания горизонта и высокий дебит имеет Бородулинская опорная скважина.

По химическому составу воды относятся к хлоридному натриево-кальциевому типу и имеют минерализацию 242—285 *г/л*. По единичным анализам вода содержит промышленные концентрации йода, брома.

В заключение можно отметить, что на территории Предуралья к наиболее перспективным районам для нахождения промышленных вод относится площадь развития Камско-Кинельской впадины. В этом районе происходит совмещение площадей развития перспективных терригенных нижнекаменноугольных и пашийских отложений, отличающихся водообильностью и высокими содержаниями брома и йода. В

этом же районе размещаются и площади развития водоносных горизонтов карбонатных пород верхнего девона и среднедевонских отложений.

Указанный район протягивается широкой полосой в направлении Сарапула — Перми — Добрянки. Западная граница проходит западнее с. Елово и г. Краснокамска, а восточная через села Чернушка, Кунгур и западнее пос. Верхне-Чусовские Городки. Территория, расположенная за его пределами, является неблагоприятной для поисков и добычи промышленных вод. Породы здесь характеризуются низкими коллекторскими свойствами и малой водоотдачей. Перспективы северных районов Предуралья не ясны, так как для этих районов нет данных по гидрогеологии и гидрохимии отложений карбона, девона и бавлинской серии. Эти районы только начали изучать глубоким бурением. Следует отметить, что в водах большей части описанных выше горизонтов спектральными анализами установлены повышенные содержания некоторых других ценных компонентов. Однако отсутствие каких-либо данных по технологии их извлечения и, соответственно, о кондиционных требованиях не позволяет дать оценку промышленного значения этих компонентов.

Горный Урал

В пределах горного Урала, сложенного хорошо промытыми толщами палеозоя и протерозоя, промышленных вод, подобных выше описанным, нет. Однако могут представлять интерес своеобразные промышленные воды, сформировавшиеся в процессе разработок различных месторождений полезных ископаемых. К ним относятся шахтные воды Кизеловского каменноугольного бассейна, содержащие германий, и кислые рудничные воды медноколчеданных месторождений горного Урала.

В шахтных водах Кизеловского каменноугольного бассейна германий был впервые обнаружен В. М. Ершовым и А. И. Щегловым в 1957 г. Обогащение им шахтных вод, вероятно, связано с выщелачиванием его из каменного угля. Шахтные воды сильно агрессивны, так как содержат до 1000 *мг/л* свободной серной кислоты. Однако сравнение количества в воде германия с содержанием его в каменных углях показывает, что масштабы выщелачивания невелики, что подтверждает наличие прочной связи германия с органическим веществом угля. Как установил В. И. Ершов (1958 г.), эта связь не сорбционная, скорее всего химическая, и германий находится в углях в виде органического соединения. Учитывая разнообразные условия формирования шахтных вод на различных угольных месторождениях, можно предполагать возможность открытия таких источников, из которых окажется возможным промышленное извлечение германия.

В кислых рудничных водах медноколчеданных месторождений горного Урала отмечаются повышенные концентрации меди, цинка, свинца, железа, мышьяка и других микроэлементов. Обогащение вод указанными элементами связано с интенсивным окислением медноколчеданных руд инфильтрационными водами и переводом сульфидов металлов в сульфатную — воднорастворимую форму. При этом образуется в больших количествах (до 2,5—3,5 *г/л*) свободная серная кислота, повышающая агрессивное действие рудничных вод.

Содержание микроэлементов в рудничных водах колеблется от нескольких десятков миллиграммов на литр до нескольких граммов на литр. Так, по данным В. Ф. Ковалева и В. Я. Кулаковой (1965 г.), в шахтах Кировграда, Нижнего Тагила и Красноуральска встречены кислые сульфатные воды с минерализацией до 24 *г/л*. Содержание меди в них достигает 0,23 *г/л*, мышьяковистой кислоты 0,015 *г/л*. Химический

состав воды месторождения им. III Интернационала в районе Ниж. Тагила имеет следующий вид:

$$M_{7,0}\ \frac{SO_4\ 92\ OH\ 8}{Fe\ 63\ Al\ 16(Ca+Mg)\ 21}\ pH\ 2{,}8,\ Cu\ 0{,}17,\ Mn\ 0{,}05,\ Fe^{+2}\ 0{,}07,\ H_2AsO_3\ 0{,}01.$$

В Дегтярском руднике воды по типу также кислые, сульфатные, железисто-медистые, с общей минерализацией 21 *г/л*; количество меди — 2,8 *г/л*; закисного железа — 7 *г/л*. В карабашских шахтах обнаружены воды с минерализацией до 96 *г/л* и содержание меди до 5,1 *г/л*, закисного железа до 17 *г/л*, мышьяковистой кислоты до 0,224 *г/л*. Из приведенных данных видно, что из рудничных вод медноколчеданных месторождений можно извлекать полезные компоненты (медь, мышьяк, железо) в промышленных масштабах.

В настоящее время с применением специализированных цементационных установок производится извлечение только меди из рудничных вод Дегтярского, Левихинского, Кировградского и Карабашского месторождений. Концентрация меди в растворах, поступавших на цементационные установки Дегтярского рудника за период 1943—1963 гг., колебалась в пределах 0,35—6,5 *кг/м*^{3}, а в водах Карабашского, Кировградского и Левихинского месторождений содержание меди изменялось в пределах 1,2—5,5 *кг/м*^{3}. Рентабельным минимумом считается содержание меди в растворах, поступающих на цементационные установки, около 0,5 *кг/м*^{3}.

Большинство рудничных вод, откачиваемых из шахт и рудников медноколчеданных месторождений горного Урала, обычно содержат меди (0,10—0,34 *г/л*) меньше рентабельного минимума. Поэтому целесообразно часть этих вод направлять на искусственное подземное выщелачивание руд через скважины или на кучное выщелачивание медных руд. Кроме того, для повышения рентабельности гидрометаллургического способа целесообразно организовать комплексное извлечение металлов из руд с применением наиболее совершенных методов.

Зауралье

В пределах рассматриваемой территории Зауралья пластовые воды имеют общую сумму солей не более 10—20 *г/л* и концентрацию микроэлементов (йода, брома и др.) значительно ниже существующих кондиций для промышленных вод. Поэтому эти воды нами не рассматриваются.

Особый интерес с точки зрения промышленного использования представляют рассольные озера Зауралья.

История изучения рассольных озер в Зауралье началась в 60—80-х годах прошлого столетия с момента добычи из них поваренной соли. Во второй половине XIX столетия в одном из крупных озер Курганской области (оз. Медвежье) добывалось до 800 пудов соли в год. В это же время были известны и эксплуатировались озера Актобан, Кругленькое, Соленый Кулат, Сорочье, Горькое и др. В конце XIX столетия добыча соли на указанных озерах была прекращена.

В годы Великой Отечественной войны в связи с напряженным положением сырьевой базы в нашей стране вновь увеличивается интерес к минеральным озерам. В 1942 г. была организована кустарная добыча поваренной соли и мирабилита на озерах Дальнее Сорочье, Горькое 2, Шамеля, Гашково (Курганская область) и Соленый Кулат (Челябинская область). Близ оз. Гашково был построен солеваренный завод производительностью 8 *т* в сутки, а на озере Узково — содовый завод. В послевоенное время эти производства были закрыты.

Впервые специальные исследования минеральных озер юго-восточной части Зауралья проводились в 1941—1945 гг. Уральским геологическим управлением (А. А. Шейко, 1943, 1944 гг.; З. И. Кравцова, 1946 г.). В последующие годы проводились также работы по изучению общего солевого и микрокомпонентного состава вод озер Зауралья (В. Е. Старун, С. М. Купфер, 1959 г.; А. И. Ковальчук и др., 1961 г.; М. С. Ганзур, 1961 г.; Р. Г. Рябинина, В. М. Тараскина, 1964 г.).

По результатам этих работ минерализация воды в озерах изменяется от нескольких сотен миллиграммов на литр до 200 *г/л* и более. В северной части Зауралья примерно до широты 55° повсеместно развиты слабоминерализованные пресные (до 1 *г/л*) озера. Южнее указанной широты на водораздельных пространствах рек Миасса и Уй, Суерь и Ишима распространены соленые (до 10—20 *г/л*), сильно соленые (20—50 *г/л*) и рассольные (более 50 *г/л*) озера. Пресные и солоноватые (1—10 *г/л*) озера здесь развиты преимущественно на участках более активного водообмена, например, вдоль рек Уй, Тобола. К настоящему времени известно более 60 сильно соленых и рассольных озер. Эти озера встречаются обычно группами в тесном соседстве друг с другом. Связи между размерами озер, площадью водосбора и степенью минерализации не наблюдается. Размеры сильно соленых и рассольных озер колеблются в тех же пределах, что и пресных и солоноватых.

В зимнее и осеннее время в большинстве озер с минерализацией 100 *г/л* и более наблюдается обильная садка мирабилита. Выпадение мирабилита отмечается, например, в озерах Курганской области: Медвежье, Соленый Невидим, Дальнее Сорочье, Гашково, Шамеля и др.; в озерах Челябинской области — Таузаткуль, Горькое — Убийск и др Наибольшая мощность зимней садки мирабилита зафиксирована на оз. Шамеля и достигла в 1943 г. 0,4 *м*, в среднем 0,21 *м*. На остальных озерах мощность новосадки мирабилита не превышает 0,05—1 *см*.

При повышении температуры в весенние и летние месяцы осажденный мирабилит переходит в раствор. При условии же ветряного и холодного лета с небольшим количеством осадков часть выпавшего из раствора мирабилита может сохраниться и образовать старосадку. Озера, имеющие старосадку мирабилита, встречаются довольно редко. Мирабилит в виде отдельных кристаллов встречается в илах озер: Горькое — Убийск, Дальнее Сорочье, Медвежье, Шамеля. Только на оз. Шамеля (сульфатное) обнаружена «корневая» залежь мирабилита с запасами по категории C_1+C_2 128,3 тыс. *т*. Многие высокоминерализованные озера в засушливые годы сильно сокращаются в размерах или полностью пересыхают, оставляя на дне садки поваренной соли в виде пластов или валов мощностью до 15—20 *см*. К числу таких озер относятся: в Курганской области — Лопата, Филатово, Горькое 1, Соленое, Горькое и др.; в Челябинской области — Соленый Кулат, Таузаткуль, Горькое — Убийск и др.

Сильно соленые и рассольные озера по преобладающему анионному и катионному составу относятся к хлоридным натриево-магниевым или хлоридно-сульфатным натриево-магниевым, реже хлоридным натриевым водам. Примером химического состава вод озер первого типа может служить анализ воды оз. Медвежье Курганской области:

$$M_{225,6}\,\frac{Cl\ 86}{(Na+K)\ 67\ Mg\ 32}.$$

Сульфатно-хлоридный натриево-магниевый тип воды характеризуется анализом воды оз. Горькое

$$M_{41,6}\,\frac{SO_4\ 51\ Cl\ 48}{(Na+K)\ 70\ Mg\ 27}.$$

Особый интерес представляют карбонатные щелочно-содовые озера с относительно невысокой минерализацией воды. К такому типу можно отнести озеро Узково и Душное Курганской области. Как уже отмечалось, оз. Узково использовалось для добычи гидрокарбонатных натриевых солей (соды). Химический состав воды озера имеет вид

$$M_{11,5}\frac{HCO_3\,61\ CO_2\,32\ Cl\,7}{(Na+K)\,98}.$$

Для сильно соленых и рассольных озер характерно сравнительно высокое содержание калия, составляющее для большинства озер 350—400 *мг/л*, а в отдельных случаях 670—970 *мг/л* и даже 1760 *мг/л* (озера Горькое, Таузаткуль, Соленый Кулат в Челябинской области).

Из микрокомпонентов в рассольных озерах обнаружены йод и бром. Содержание йода обычно составляет 1,0—4,0 *мг/л*, но иногда достигает в озерах Курганской области 5,92 *мг/л* (озеро Гашково, Шашмур, Асыл-Куль) и даже 8—12 *мг/л* (оз. Шитово). Концентрации брома в основном колеблются в пределах до 100 *мг/л*, но в отдельных случаях отмечаются содержания 241—290 *мг/л* (озера Гашково, Актобан, Медвежье). Отмечается отчетливая зависимость увеличения содержания брома с ростом общей минерализации вод озер.

Глава IX

ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ УРАЛА

Месторождения полезных ископаемых развиты главным образом в пределах горноскладчатого Урала, преимущественно на восточном склоне, реже в пределах Центрально-Уральского поднятия, и лишь небольшая часть их расположена на западной окраине Тобольского артезианского бассейна. Они отличаются большим разнообразием как по видам ископаемых, так по их генетическим типам, геолого-структурным особенностям, геоморфологическому положению и гидрогеологическим условиям.

В настоящей главе описываются основные наиболее характерные в гидрогеологическом отношении месторождения, среди которых выделяются: месторождения черных металлов (железо, марганец), цветных металлов (медь, бокситы, никель, золото), нерудных ископаемых (асбест, огнеупорные глины) и угольные месторождения (каменный и бурый угли).

Среди выделенных групп месторождений описание их производится в первую очередь по видам полезных ископаемых, а затем по их генезису и местоположению с севера на юг согласно табл. 24. Так, среди железорудных месторождений выделяются: магматические, контактово-метасоматические, осадочные и месторождения проблематического генезиса. Среди медных месторождений выделяются: медноколчеданные, контактово-метасоматические (скарновые) и магматические. Бокситовые месторождения подразделяются на две возрастные группы: палеозойские и мезозойские. Среди месторождений палеозойской группы особое внимание уделяется наиболее обводненному Североуральскому место-

рождению. Никелевые месторождения представлены только осадочными, а золоторудные — метаморфическими. Из месторождений нерудных полезных ископаемых описаны Баженовское месторождение хризотил-асбеста и Троицко-Байновское огнеупорных глин. Угольные месторождения подразделяются на две группы: каменные угли — палеозойские и бурые угли — мезозойские.

По гидродинамическим условиям все месторождения Урала подразделяются на две группы: месторождения, обводняющиеся безнапорными грунтовыми водами, и месторождения, обводняющиеся напорными водами. Месторождения первой группы в количественном отношении резко преобладают над месторождениями второй группы вследствие приуроченности большинства из них к открытым гидрогеологическим структурам Урала, где преобладающим развитием пользуются безнапорные воды трещинной зоны. Напорный характер их проявляется локально, в узких зонах тектонических разломов или в ограниченных палеозойских депрессиях, выполненных слабоводопроницаемыми мезо-кайнозойскими отложениями.

Сложность разработки месторождений в большой мере зависит от условий питания подземных вод, обводняющих месторождения, их взаимосвязи с поверхностными водами, а также величины статических запасов подземных вод в области дренирования их рудничными водоотливами. В зависимости от этих условий все месторождения подразделяются на три типа: А — с простыми гидрогеологическими условиями, Б — сложными и В — очень сложными. В I группе развиты все три типа месторождений, во II группе — только два первых — А и Б.

А — Месторождения с простыми гидрогеологическими условиями расположены на водоразделах или вдали от водоемов и водотоков. Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, выпадающие на площади месторождения. Месторождения этого типа характеризуются небольшой обводненностью и благоприятными горно-техническими условиями. Водопритоки в горные выработки обычно не превышают 150—200 $м^3/ч$, реже достигают 300 $м^3/ч$, а некоторые выработки проходятся вообще без водоотлива.

В зависимости от условий питания подземных вод месторождения этого типа подразделяются на два подтипа: $А_1$ — при затрудненном атмосферном питании и $А_2$ — при свободном.

В условиях подтипа $А_1$ атмосферные осадки в значительной мере скатываются в пониженные участки рельефа, и не успевая просочиться в водоносные горизонты, удаляются в виде поверхностного стока. Водопритоки в горные выработки не превышают 150 $м^3/ч$ при преобладающем значении до 50—100 $м^3/ч$.

В подтип $А_2$ отнесены месторождения, отрабатывающиеся открытым способом и отличающиеся большой площадью эксплуатационных выработок и соответственно большей площадью дренирования, на которой происходит водосбор атмосферных осадков, что приводит к формированию относительно больших водопритоков, не свойственных природным условиям месторождения. К таким месторождениям относится Магнитогорское, притоки на котором достигают 147—333 $м^3/ч$. Для всех перечисленных рудников характерны весьма резкие сезонные колебания водопритоков.

Б — Месторождения со сложными гидрогеологическими условиями характеризуются более высокими водопритоками, достигающими 1000—2000, реже до 5570 $м^3/ч$, при преобладающих до 1000 $м^3/ч$. По условиям питания подземных вод, обводняющих месторождения, они подразделяются на три подтипа:

Классификация месторождений твердых полезных ископаемых по гидрогеологическим условиям

Составила Н. С. Шабалина

Группа по гидродинамическим условиям залегания подземных вод	Тип и подтип по гидрогеологическим условиям в зависимости от геоморфологического положения месторождений и условий питания подземных вод	Класс по литологическому составу основных водовмещающих пород водоносных горизонтов и комплексов, обводняющих месторождения	Подкласс по условиям циркуляции подземных вод в водовмещающих породах	Вид полезного ископаемого и его генезис	Характерные месторождения	Показатели обводненности месторождений			
						Водопритоки, $м^3/ч$			Глубина эксплуатации от поверхности земли, $м$
						суммарные по месторождениям (средне-годовые)	по шахтам и карьерам, от — до	при прорывах в горные выработки	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				1. Месторождения черных металлов (железо, марганец)					
I — Безнапорные	А — Простые гидрогеологические условия. Месторождения расположены на водоразделах или в условиях отсутствия влияния поверхностных вод $А_1$ — при затрудненных условиях питания атмосферными осадками	Магматические и метаморфические (некарстующиеся) породы	Трещинные, в меньшей мере — трещинно-жильные	Железорудные магматические	Качканарское	<10	<10	Нет	30
				Железорудные контактово-метасоматические	Пещерное	50	30	„	15
			Трещинные и трещинно-жильные	То же	Гороблагодатское	120—150	65—75	200	190
		Магматические породы в контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	„ „	Суходойское Воронцовское Аузербаховское Лебяжинское	100 100 150—170 100	100 40—100 60—170 60—110	Нет 80 70—120 300	70 200 216 270
		Пески, известняки	Пластово-поровые, трещинно-карстовые	Железорудные осадочные	Самское	Эксплуатируется без водоотлива		Нет	15

	Кварциты, сланцы, карбонатные породы	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Железорудные проблематичного генезиса	Бакальское	110	32–186	230	80–100
A_2 – при свободном стоке атмосферных осадков в глубокие карьеры	Магматические породы в контакте с известняками	То же	Железорудные контактово-метасоматические	Магнитогорское	150–400	100–260	Нет	90
Б – Сложные гидрогеологические условия. $Б_1$ – месторождения расположены вблизи рек или озер. Наблюдается затрудненная взаимосвязь подземных вод с поверхностными	Магматические породы	Трещинные, в меньшей мере трещинно-жильные	Железорудные магматические	Баяновское	120–150	125–150	„	20
	Магматические породы в контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Железорудные контактово-метасоматические	Покровское Высокогорское	220 1260	200–280 150–317	1300 150–1200	147 420
То же	Известняки	Трещинно-карстовые	Железорудные осадочные	Алаяевское Зыряновское	650 440	185–468 240–400	Нет сведений 695	20–160 22

Продолж. табл. 24

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
II – Напорные	Б – Сложные гидрогеологические условия $Б_3$ – Месторождения обводняются за счет напорных вод подрудных водоносных горизонтов,	Пески, песчаники, опоки, магматические породы	Пластово-поровые, пластово-порово-трещинные, трещинно-жильные	Железорудные осадочные	Серовское	250–300 (расчетные водопритоки)	–	–	40–120
		Пески, „вальчатая толща", магматические породы в зоне регионального разлома	Трещинно-жильные, подчиненное значение имеют пластово-поровые и трещинные воды рудного и надрудного горизонтов	Марганцевые осадочные	Полуночное	190–400	Водоотлив общий	8000	90

2. Месторождения цветных металлов (медь, боксит, никель, золото)

		1. Магматические и метаморфические (не карстующиеся) породы	Трещинные и трещинно-жильные	Медноколчеданные	Кабанская группа	3–45	0,6–45	Нет	60–120
					Левихинская группа	200	30–100	60	265–350
					Карабашское	200	50–150	Нет	600–700
	А – Простые гидрогеологические условия. $А_1$ – при затрудненных условиях питания атмосферными осадками	2. Магматические в контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Медные контактово-метасоматические Магматические	Турьинская группа	120	45–70	300	425
					Волковское				

		8. Опоки, песчаники, пески	Пластово-трещинные, пластово-порово-трещинные	Бокситовые осадочные мезозойские	Соколовское	5–20	5–20	Нет	35
I – Безнапорные	Б – Сложные гидрогеологические условия. $Б_1$ – Месторождения расположены близ рек или озер, наблюдается затрудненная взаимосвязь поверхностных и подземных вод	Магматические (преимущественно жильные) и метаморфические	Трещинные и трещинно-жильные	Золоторудные термальные	Берсловское	1433	250–600	„	112–260
		Магматические в контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Мелиоколчеланные	Дегтярское	290	100–180	400–500	430
		Метаморфические с прослоями известняков			Пышминско-Ключевское	700	150–300	Нет	400
		Магматические в контакте с известняками		Медные контактово-метасоматические	Гумешевское	338	200–360	Нет сведений	190–250
	В – Очень сложные гидрогеологические условия. Месторождения расположены в долинах рек, наблюдается прямая взаимосвязь подземных вод с поверхностными	Известняки	Трещинно-карстовые	Бокситовые осадочные палеозойские	Северо-Уральское	12 680	150–800 до 3000	2500–5000	500
		Метаморфические (серпентиниты) на контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Никелевые, осадочные	Голендухинское (Режевская группа)	200	200	Нет сведений	20

Продолж. табл. 24

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	А – Простые гидрогеологические условия; $А_1$ – при затрудненных условиях питания атмосферными осадками	Метаморфические (серпентиниты) на контакте с известняками	Трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые	Никелевые, осадочные	Покровское, Капарулинское (Режевская группа)	20–35	20–35	Нет	20
II – Напорные	Б – Сложные гидрогеологические условия: $Б_2$ – месторождения расположены в понижениях рельефа, наблюдается интенсивная инфильтрация атмосферных осадков	То же	То же	То же	Шелепское, Черемшанское и Черноозерское (Уфалейская группа)	450	100–320	300–360 до 1500	26–90

3. Месторождения нерудных полезных ископаемых (асбест, огнеупорные глины)

1 – Безнапорные	Б – Сложные гидрогеологические условия: $Б_2$ – при свободном стоке атмосферных осадков в глубокие карьеры и затрудненной подпитке поверхностными водами озер	Магматические и метаморфические ультраосновные породы с дайками диорит-аплита	Трещинные и трещинно-жильные	Хризотил-асбестовые метаморфические	Баженовское	880	160–200 до 490	50	130

II – Напорные	$Б_2$ – Месторождения обводняются за счет напорных вод, подстилающих продуктивную толщу	Известняки	Трещинно-карстовые	Огнеупорные глины осадочные	Тронико-Байновское	1160	320–380	1220	26

4. Месторождения каменного угля

I – Безнапорные	А – Простые гидрогеологические условия; $А_1$ – при затрудненных условиях питания атмосферными осадками	Песчаники, конгломераты, уголь	Трещинные, трещинно-жильные	Каменные угли палеозойские	Егоршинское	340	9–60	30–35	170–200
	Б – Сложные гидрогеологические условия; $Б_1$ – Месторождения расположены близ рек или озер, наблюдается затрудненная взаимосвязь подземных вод с поверхностными	Опоки	Пластово-трещинные	Бурые угли мезо-кайнозойские	Буланаш-Ежкинский бассейн	1150–1775	200–650	50–200	150–230
		Песчаники, конгломераты, уголь и подстилающие их известняки	Пластово-трещинные и трещинно-карстовые	Бурые угли мезозойские	Богословско-Волчанский бассейн	2600	210–1600	3500	70–120
		Известняки, уголь	Трещинно-карстовые	Каменные угли палеозойские	Кизеловское	3570	260–1900 до 2200	700–1000	450–970
II – Напорные	А – Простые гидрогеологические условия $А_1$ – при затрудненных условиях питания	Опоки, песчаники, конгломераты, уголь	Пластово-трещинные	Бурые угли мезозойские	Челябинский бассейн	390	60–80 до 140–200	50	100–280

$Б_1$ — Месторождения с затрудненным инфильтрационным питанием подземных вод поверхностными водами.

$Б_2$ — Месторождения со свободным атмосферным питанием подземных вод.

$Б_3$ — Месторождения, обводняющиеся за счет высоконапорных вод подрудных или надрудных водоносных горизонтов.

Месторождения подтипа $Б_1$ расположены близ рек, озер или других крупных водоемов, которые частично подпитывают подземные воды. Но взаимосвязь поверхностных и подземных вод происходит не в виде прямой фильтрации, а затрудненной, обусловленной низкими фильтрационными свойствами водовмещающих пород или значительной удаленностью поверхностных водотоков и водоемов от горных выработок. Инфильтрационное питание подземных вод поверхностными водами здесь преобладает над атмосферным или они близки между собой и обусловливают стабильность водопритоков по сезонам года и по глубине выработок. Характерными месторождениями этого подтипа являются Алапаевское, Зыряновское, Покровское и Высокогорское железорудные, медные Гумешевское и Пышминско-Ключевское, суммарные водопритоки по рудникам которых достигали 1000—1300 $м^3/ч$, а также угольные месторождения Буланаш-Елкинского, Богословско-Волчанского и Кизеловского бассейнов с суммарными водопритоками от 1100 до 5570 $м^3/ч$.

Месторождения подтипа $Б_2$ расположены в пониженных участках рельефа или разрабатываются глубокими карьерами, занимающими большие площади, где происходит почти полное поглощение атмосферных осадков и переход их в подземный сток. Кроме того, на некоторых месторождениях наблюдается затрудненная подпитка подземных вод поверхностными водами, в частности, — на Баженовском месторождении хризотил-асбеста, где суммарный водоприток достигает 880 $м^3/ч$, в то время как по Уфалейской группе месторождений при отсутствии питания поверхностными водами он составляет около 450 $м^3/ч$.

Месторождения подтипа $Б_3$ расположены преимущественно в пределах Западного Зауралья и характеризуются водопритоками до 1000 $м^3/ч$, постепенно снижающимися в процессе эксплуатации до 200 $м^3/ч$, по мере сработки статических запасов подземных вод. Наиболее представительным месторождением этого подтипа является Полуночное.

В — Месторождения с очень сложными гидрогеологическими условиями расположены в долинах крупных рек при наличии прямой взаимосвязи подземных вод с поверхностными. К числу месторождений этого типа относятся месторождения Северо-Уральского бокситового бассейна, где вследствие широкого развития закарстованных известняков, обнажающихся в долинах крупных рек, создались условия для свободной фильтрации речных вод в подземные выработки. Только сложные гидротехнические работы, связанные со взятием рек в бетонные каналы позволили разрабатывать месторождения при относительно стабильных, хотя и очень больших водопритоках: в целом по бассейну до 12680 $м^3/ч$, а по отдельным шахтам до 2000—3025 $м^3/ч$. На находящихся в аналогичных гидрогеологических условиях южноуральских бокситовых рудниках руды разрабатываются только до уровня р. Ай, протекающей в центре района. Попытки перейти на более глубокие горизонты обычно заканчивались возникновением на рудниках очень больших притоков.

Среди каждого гидрогеологического типа месторождений полезных ископаемых выделены классы и подклассы, в зависимости от литологи-

ческого состава основных водовмещающих пород и соответственно от условий циркуляции подземных вод в этих породах. Подавляющее большинство рудных месторождений Урала приурочено в своем распространении к породам магматического или метаморфического комплекса с так называемой «жесткой» связью, что определяет наличие в них трещинных и трещинно-жильных вод. Лишь очень немногие рудные месторождения, развитые в Зауралье, характеризуются наличием в геологическом разрезе рыхлых мезо-кайнозойских пород, вмещающих воды пластово-порового, пластово-трещинного и пластово-порово-трещинного типов. Водопритоки в горные выработки за счет этих вод обычно не превышают 20—80 $м^3/ч$, за исключением Буланаш-Елкинского, где они достигают 1700 $м^3/ч$ за счет пластово-трещинных вод палеогенового горизонта опок.

Развитые на всех без исключения рудниках Урала трещинные воды зоны выветривания кристаллических пород и обусловливали обводненность горных выработок в начальный период эксплуатации. В последующий период, при разработке рудников на больших глубинах, водоносная трещинная зона обычно осушается и является зоной транзита атмосферного питания, поэтому трещинные воды утрачивают свое ведущее значение. Из железорудных месторождений Урала обводненность за счет трещинных вод характерна только для Качканарского и Пещерного месторождений, где водопритоки в карьеры при глубине 15—50 $м$ составляют 10—50 $м^3/ч$.

Трещинно-жильные воды тектонических нарушений значительно влияют на обводнение подавляющего большинства рудников. Особенно водообильны зоны молодых тектонических нарушений, в которых трещины обычно открыты. Притоки за счет трещинно-жильных вод носят обычно характер прорывов различной интенсивности: от 200—300 до 1200—1500 $м^3/ч$ (Высокогорский, Уфалейский рудники), а на Полуночном руднике известен прорыв до 8000 $м^3/ч$. Бо́льшей частью такие прорывы бывают кратковременными, и только при наличии взаимосвязи с поверхностными водами водотоков и водоемов они представляют большую угрозу для рудников, так как в условиях глубокого дренажа обеспечивают высокие и устойчивые водопритоки в горные выработки. Пример такой взаимосвязи известен на Покровском железорудном месторождении, когда фильтрация вод из р. Колонги создала устойчивый приток на рудник, равный 1300 $м^3/ч$.

Несколько иными особенностями обводненности обладают месторождения, характеризующиеся развитием в геологическом разрезе жильных полей (Березовское золоторудное и Баженовское асбестовое), где трещинно-жильные воды многочисленных жил и даек обусловили высокую обводненность месторождений в целом (притоки 877—1433 $м^3/ч$) при довольно стабильном режиме.

Максимальные водопритоки на рудниках Урала связаны с развитием трещинно-карстовых вод в известняках, которые несмотря на ограниченное распространение обладают значительными ресурсами подземных вод. За счет этих вод обводнены месторождения бокситов палеозойского возраста — Алапаевское железорудное и Кизеловское каменноугольное, а также большинство месторождений контактово-метасоматического генезиса. Наибольшее значение трещинно-карстовые воды приобретают в условиях взаимосвязи их с поверхностными водами, когда при интенсивном водоотливе возникает активизация карстовых процессов и поэтому пополнение запасов подземных вод происходит особенно интенсивно, как это наблюдается на североуральских бокситовых рудниках.

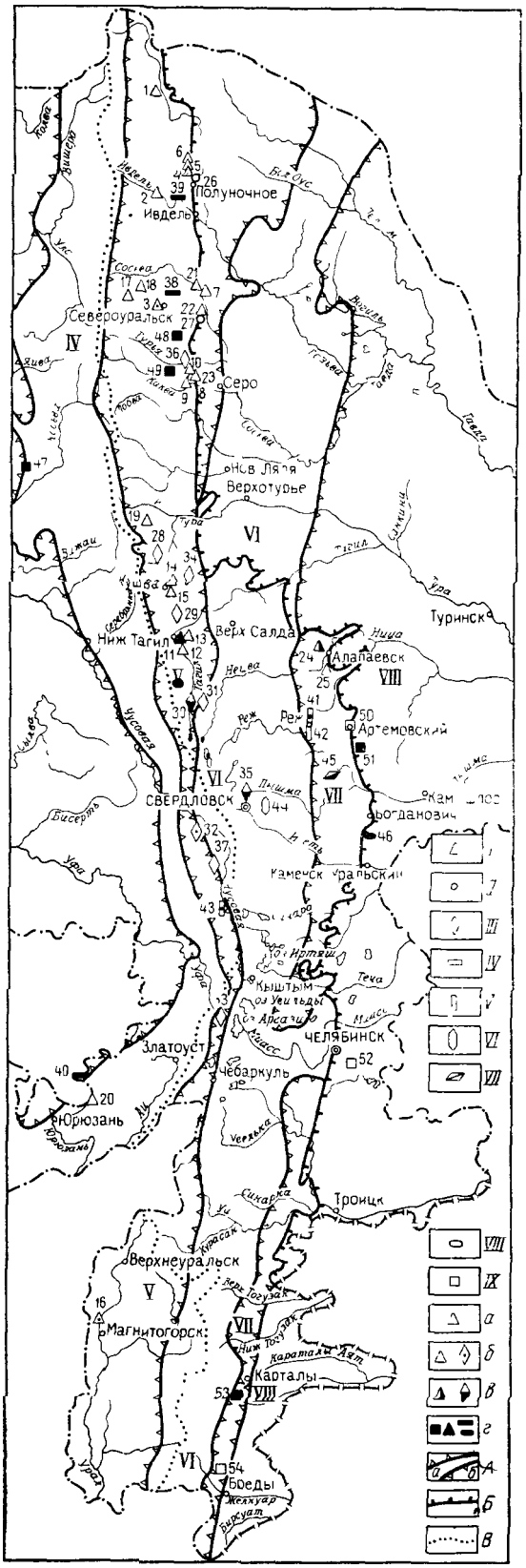


Рис. 82. Схема расположения основных месторождений полезных ископаемых Урала. Составила Н. С. Шабалина

Виды полезных ископаемых и номера месторождений на схеме: *I* — железо (цифры 1–25 на рисунке), *II* — марганец (26—27); *III* — медь (28—37); *IV* — боксит (38—40); *V* — никель (41—43); *VI* — золото (44); *VII* — асбест (45); *VIII* — огнеупорная глина (46); *IX* — уголь (47—54). Степень обводненности месторождений по величине водопритоков, м³/ч: *а* — менее 200, *б* — 200—500; *в* — 500—1000; *г* — более 1000

Наименование месторождений и рудников. Железорудные: *1* — 2-й Северный, *2* — 3-й Северный, *3* — Покровское, *4* — 1-й Северный, *5* — Суходойское, *6* — Пещерное, *7* — Масловское, *8* — Ауэрбаховское, *9* — Воронцовское, *10* — Песчанское, *11* — Высокогорское, *12* — Лебяжинское, *13* — Естюнинское, *14* — Гороблагодатское, *15* — Валуевское, *16* — Магнитогорское, *17* — Вересовское, *18* — Баяновское, *19* — Качканарское, *20* — Бакальская группа, *21* — Самское; *22* — Марсятское, *23* — Серовское, *24* — *Алапаевское*, *25* — *Зыряновское* Марганцевые: *26* — Полуночное, *27* — Марсятское. Меднорудные: *28* — Кабанское, *29* — им. III Интернационала *30* — Левихинская группа, *31* — Калатинская группа, *32* — Дегтярское, *33* — Карабашское, *34* — Красногвардейское, *35* — Пышминско-Ключевское, *36* — Турьинская группа, *37* — Гумешевское Бокситовые: *38* — «Красная Шапочка»; *39* — Ивдельская группа, *40* — Южно-Уральский бокситовый бассейн Никеля: *41* — Покровское *42* — Голендухинское, *43* — Уфалейская группа. Золота *44* — Березовское Асбеста *45* — Баженовское Огнеупорных глин *46* — Троицко-Байновское Угольные *47* — Кизеловское, *48* — Волчанское, *49* — Богословское, *50* — Егоршинское, *51* — Буланашское, *52* — Челябинского угольного бассейна, *53* — Полтавское, *54* — Брединское

А — Контуры тектонических структур *второго порядка*: *а* — антиклинали, *б* — синклинали; наименование структур (цифры на карте) IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Тагило-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, *VII* — Восточно-Уральский прогиб, *VIII* — Зауральское поднятие *Б* — граница Тобольского артезианского бассейна. *В* — линия главного водораздела Урала

Из приведенного краткого обзора гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых Урала видно, что в характере обводненности их намечаются определенные закономерности:

1. Обводненность месторождений связана в основном с трещинными, трещинно-жильными и трещинно-карстовыми безнапорными водами.

2. Общая обводненность рудников сравнительно небольшая.

3. Наибольшая водообильность месторождений связана с трещинно-жильными и трещинно-карстовыми водами, особенно в условиях подпитки их поверхностными водами.

4. Стабильность водопритоков в условиях взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Несмотря на ряд общих черт в гидрогеологических условиях уральских месторождений, каждое из них имеет свои специфические особенности. Описанию наиболее крупных и характерных в гидрогеологическом отношении месторождений и посвящается настоящая глава. Схема расположения месторождений по видам полезных ископаемых и степени их обводненности показана на рис. 82.

1. ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ (ЖЕЛЕЗО, МАРГАНЕЦ)

Железорудные месторождения

Наиболее распространенными на Урале являются месторождения железных руд, которые развиты главным образом на восточном склоне Урала и лишь незначительная часть их расположена на Южном Урале Центрально-Уральского поднятия и в Зауралье. При общей сравнительно небольшой обводненности для каждого генетического типа месторождений характерны свои гидрогеологические особенности, которые отмечаются при их описании.

1. Магматические месторождения

Магматические месторождения железных руд тяготеют к Качканарской зоне массивов основных и ультраосновных пород Тагильского мегасинклинория в пределах Северного и Среднего Урала общей протяженностью около 250 *км*. Занимая повышенное гипсометрическое положение в рельефе, эти массивы являются областями стока и характеризуются слабой трещиноватостью и малой мощностью трещинной зоны, что обусловило слабую обводненность железорудных месторождений. Большинство из них относятся по гидрогеологическим условиям к типу А «с простыми гидрогеологическими условиями» и только отдельные месторождения относятся к типу Б «со сложными гидрогеологическими условиями», при наличии подпитки подземных вод поверхностными водами рек, пересекающих месторождения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Характерными представителями магматических месторождений на Северном Урале являются Вересовское и Баяновское месторождения магнитных железняков, приуроченные соответственно к северо-западной и северо-восточной периферийным зонам габбрового массива Кумба-Золотой Камень. Рельеф на обоих участках месторождений холмисто-увалистый, изрезанный долинами р. Колонги с меженным расходом 0.06—0,08 $м^3/сек$ на Вересовском месторождении, 0,2—0,4 $м^3/сек$ на Баяновском и ее притоков — Баяновки, Золотушки и др. Наличие этих

рек обусловило сложные, но идентичные между собой гидрогеологические условия месторождений, поэтому описывается только одно из них.

Баяновское месторождение, располагающееся у подножия горы Кумбы, характеризуется холмисто-увалистым рельефом с абсолютными отметками 220—235 *м*. Рудные тела пласто- и линзообразной формы залегают среди диоритов и кварцевых диоритов на глубине от первых метров до 30—170 *м* и ориентированы в меридиональном направлении с очень крутым восточным падением. Всего на месторождении разведано пять рудных участков, эксплуатация которых производилась карьерами в период 1913—1917 и 1951—1952 гг. В настоящее время месторождение не разрабатывается.

В гидрогеологическом отношении месторождение характеризуется в основном развитием безнапорных трещинных вод зоны выветривания, уровень которых в естественных условиях находился на глубине от 1,0 до 4,5 *м*, а зеркало его повторяло рельеф дневной поверхности. Водовмещающие породы зоны выветривания характеризуются слабой трещиноватостью, развитой до 70—80 *м*, с низкими фильтрационными свойствами, от 0,09 *м/сутки* на повышенных участках до 0,7 *м/сутки* в долине р. Колонги. Дебиты скважин от 0,2 *л/сек* на повышенных участках до 1,5 *л/сек* — на придолинных, при удельном дебите от сотых долей до 0,5 *л/сек*. Ниже зоны выветривания габбро-диориты представлены массивными монолитными разностями и практически безводны.

Расчетные водопритоки в горные выработки были определены в пределах 150—230 $м^3/ч$. При эксплуатации месторождения водоприток в карьер 2 площадью 62 000 $м^2$ составлял 125—150 $м^3/ч$ при понижении уровня воды на 20 *м* от статического и на 17 *м* ниже уреза р. Колонги, которая подпитывала своими водами горизонт подземных вод. Фильтрационные свойства трещинной зоны в процессе эксплуатации карьерного водоотлива увеличились до 1,5 *м/сутки*, свидетельствуя о промывке трещин зоны выветривания в результате усиленной циркуляции по ним инфильтрующихся вод.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый с минерализацией до 0,3 *г/л*.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА

На восточном склоне Среднего Урала развиты наиболее крупные магматические железорудные месторождения — Качканарское и Гусевогорское, приуроченные к качканарскому интрузивному комплексу, вмещающему титаномагнетитовые оруденения.

Качканарское месторожденне является характерным представителем типа $А_1$ — «с простыми гидрогеологическими условиями». Расположено оно на восточном склоне Среднего Урала, в пределах одноименного интрузивного массива, сложенного в основном перидотитами, пироксенитами и в меньшей степени габбро. Промышленная вкрапленность титаномагнетитов концентрируется главным образом в пироксенитах. Геоморфологически месторождение приурочено к горно-холмистой зоне с сильно расчлененным эрозионным рельефом. На поверхности выравнивания выделяются горы, представленные рядом меридионально вытянутых останцовых массивов (горы Качканар, Мал. Гусева и др. с абсолютными высотами от 460 до 880 *м*).

Основная р. Выя огибает Качканарское кольцо гор с юга и течет по широкой плоской и заболоченной долине в пределах развития метаморфических пород, вмещающих интрузивный массив, который прорезан долинами малых рек, впадающих в р. Выю.

Трещинные воды зоны выветривания рудовмещающих пород обладают свободным уровнем и циркулируют по разветвленной сети открытых трещин, развитых в основном до глубины 30 *м*, реже до 60 *м*. Зеркало подземных вод в естественных условиях повторяет в сглаженной форме современный рельеф. Трещинно-жильные воды тектонических нарушений развиты до глубины 300—400 *м* и обладают напорным уровнем. Скважины, вскрывающие эти зоны, иногда фонтанировали непродолжительное время с дебитом от 0,1 до 2,5 *л/сек* при преобладающем до 1,0 *л/сек*. Пьезометрические уровни воды в скважинах при этом устанавливались на различных отметках, и взаимосвязи между отдельными зонами при откачках не наблюдалось. Трещинные и трещинно-жильные воды гидравлически взаимосвязаны между собой и слагают один водоносный комплекс, обладающий низкими фильтрационными свойствами с коэффициентами фильтрации от сотых и тысячных долей до 0,2 *м/сутки*.

Разработка железных руд Качканарского месторождения производится с 1959 г. открытым способом на Гусевогорском участке месторождения при весьма благоприятных гидрогеологических условиях. При вскрытии верхней трещиноватой зоны на горизонтах +340, +325, +310 *м* вода в карьер поступала равномерно, приток ее обычно увеличивался весной и летом, но не превышал 10 $м^3/ч$ и отсутствовал зимой. При этом в скважинах, пробуренных на бортах карьера, уровень воды находился на 10—15 *м* выше дна его.

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый с минерализацией от 0,2 до 0,4 *г/л* при общей жесткости от 1,5 до 5 *мг-экв*. Характерный солевой состав их представляется формулой

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,93}{Mg\,65\;Ca\,28}.$$

2. Контактово-метасоматические месторождения

Месторождения контактово-метасоматического типа расположены в основном на восточном склоне Урала, в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба, где они занимают, как правило, довольно высокое гипсометрическое положение и являются областями стока поверхностных вод. Запасы подземных вод обычно невелики и приурочены к верхней зоне трещиноватости, развитой до глубины 30—40 *м*, и только в зонах тектонических разломов, в приконтактных зонах с интрузиями и в пределах развития известняков, небольшие массивы или полосы которых зажаты среди вулканогенных пород, она прослеживается до глубины 100—200 *м* и более, что обусловливает наиболее высокую обводненность их. При вскрытии таких месторождений вначале наблюдается увеличение водопритоков в горные выработки за счет статических запасов, но они довольно быстро иссякают, и в дальнейшем такие месторождения разрабатываются при небольших притоках, что дает основание относить их к типу А с «простыми гидрогеологическими условиями».

Устойчивые притоки наблюдаются лишь в тех случаях, когда обводненные тектонические или приконтактные зоны связаны с поверхностными водоемами или реками, питающими подземные воды в процессе дренирования их рудничными водоотливами. Такие месторождения согласно классификации относятся к типу Б «со сложными гидрогеологическими условиями».

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Железорудные месторождения контактово-метасоматического типа в пределах Северного Урала образуют две рудоносные полосы — западную и восточную.

Западная рудоносная зона

К этой полосе относятся месторождения 2-й и 3-й Северные рудники и Покровское, приуроченные к восточному контакту габбро-перидотитовой интрузии с эффузивно-осадочной толщей силура. Рудные тела приурочены к осадочным или вулканогенно-осадочным породам и имеют линзовидную или пластообразную форму с крутыми углами падения. По гидрогеологическим условиям они подразделяются на два типа: А — с простыми и Б — со сложными условиями.

Месторождения 2-й и 3-й Северные рудники относятся к типу А — с простыми гидрогеологическими условиями, расположены они соответственно в 130 *км* северо-западнее и в 40 *км* западнее г. Ивдель, в увалистой полосе восточного склона Урала. В восточной части месторождения 2-го Северного рудника протекает р. Лозьва, а месторождение 3-й Северный рудник разделяется р. Ивдель на северную и южную части. В пределах месторождений развиты трещинные безнапорные (редко напорные) воды, приуроченные главным образом к зоне выветривания эффузивных пород, где они залегают на глубине 25—30 *м*, и только в долинах рек при экранирующем влиянии глинистых отложений обладают небольшим напором местного значения. Амплитуда сезонных колебаний уровня достигает 10—15 *м*. Водоносность эффузивно-осадочных пород небольшая, дебиты скважин не более 0,2—0,3 *л/сек* при понижении до 25 *м*. Коэффициенты фильтрации при этом не превышают 0,1—0,3 *м/сутки*. Более активная циркуляция подземных вод наблюдается вдоль тектонических нарушений и зон скарнирования, где дебиты скважин достигают 2,2—2,8 *л/сек* при понижении уровня на 9 *м*, а коэффициенты фильтрации соответственно возрастают до 0,6 *м/сутки*. Однако бóльшая часть тектонических зон характеризуется развитием мелких трещин, часто заполненных карбонатными и кремнистыми отложениями, что обусловливает безводность их. При эксплуатации рудников заметного влияния рек на обводненность рудных залежей не ожидается в связи с очень малой фильтрующей способностью водовмещающих пород. С учетом возможного поступления речных вод расчетные водопритоки в будущие карьеры определяются 250—300 $м^3/ч$, но по мере сработки статических запасов подземных вод они сократятся и не будут превышать 100 $м^3/ч$.

Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией от 0,10 до 0,25 *г/л* при жесткости от 1 до 3,5 *мг-экв*. Солевой состав по скважинам 2-го Северного рудника представляется формулой

$$M_{0,1}, \frac{HCO_3\ 86}{Ca\ 90}.$$

Покровское месторождение является представителем месторождений второго типа — со сложными гидрогеологическими условиями. Находится оно в предгорной области у подножия габбрового массива Золотой Камень и характеризуется спокойным рельефом с абсолютными отметками 200—231 *м*. В широтном направлении на отметке 196 *м* месторождение пересекает р. Колонга с меженным расходом 0,2—0,4 $м^3/сек$, увеличивающимся в паводок до 150—230 $м^3/сек$.

Рудное тело, представляющее собой пологопадающую пластовую залежь, приурочено к куполу антиклинальной складки, сложенной толщей силурийских вулканогенных пород с прослоями известняков, разбитой серией крутопадающих дизъюнктивных нарушений меридионального и широтного простирания, которые прослеживаются и в подрусловой части р Колонги Системой сбросов рудная залежь разбита на отдельные блоки (рис 83) Главные запасы руды заключены в западной сброшенной части рудного тела и залегают на глубине 120—170 *м*, на других участках руда залегает менее глубоко

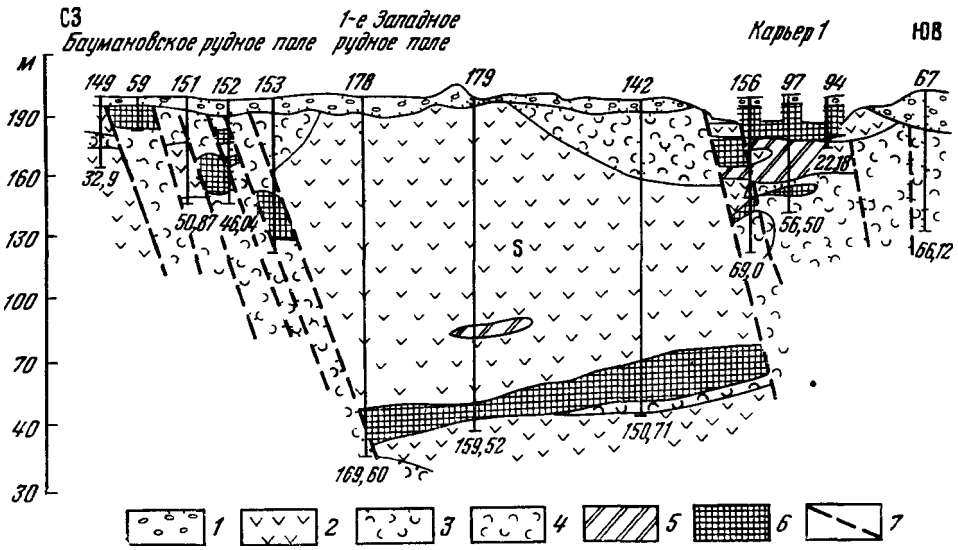


Рис 83 Геологический разрез Покровского железорудного месторождения По М Я Бара башкиу

1 — аллювиальные и делювиальные отложения *2* — порфириты *3* — туфы и туфобрекчии андезито базальтовых порфиритов *4* — скарны *5* — эпидозиты *6* — магнетитовые и скарновые руды *7* — тектонические разломы (сбросы)

Преобладающим распространением на месторождении пользуются трещинные воды зоны выветривания, реже трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды известняков, слагающих единый водоносный горизонт преимущественно безнапорных вод В естественных условиях движение подземного потока в нем происходит к р Колонге Обводненность его в целом небольшая Дебиты скважин в пределах развития трещинных вод не превышают 0,3 *л/сек* при понижении до 20 *м* и увеличиваются до 10—13 *л/сек* при понижении 2,4—6,5 *м* в зонах разлома, при коэффициенте фильтрации до 16—60 *м/сутки*

При отработке рудного тела выше уреза воды в р Колонге, приток воды в шахту Первомайскую составлял 175 $м^3/ч$ При дальнейшем ведении горных работ ниже уреза р Колонги в среднем на 30 *м* гидродинамические условия на месторождении изменились Центром депрессии стали выработки рудника, к которым устремился поток от реки в основном по зонам разломов и прослоям известняков Водоприток на руднике возрос до 500—600 $м^3/ч$, реже 1300 $м^3/ч$ в разные по водности годы

После отвода р Колонги за пределы месторождения среднегодовые притоки воды на руднике постепенно начали снижаться и через 10 лет стабилизировались в пределах 180—200 $м^3/ч$ при сезонном колебании от 180 до 280 $м^3/ч$, реже до 440—610 $м^3/ч$ Одновременно продолжалось

снижение уровня воды в пределах рудного поля, которое достигло в центральной части его 147 *м*.

Дальнейшее осушение месторождения затрудняется влиянием р. Железянки, которая в период паводка увеличивает притоки в шахты. В настоящее время проводятся изыскания по отводу этой реки за пределы месторождения.

Химический состав подземных и речных вод Колонги преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже кальциевый и кальциево-натриевый с минерализацией от 0,07 до 0,15 *г/л* при общей жесткости от 0,2 *мг-экв* в р. Колонге до 1,2—1,9 *мг-экв* — подземных вод.

Восточная рудоносная зона

Месторождения восточной рудоносной полосы расположены близ крайних восточных выходов палеозойских пород на границе с мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности. Оруденение локализуется в виде пластообразных залежей в контакте малых интрузий диабазов с вулканогенными и осадочными породами девона, сконцентрированных в отдельные группы месторождений: Суходойскую, Масловскую и Воронцовско-Ауэрбаховскую. Все месторождения этой зоны характеризуются незначительной обводненностью и относятся к первому типу A_1 с простыми гидрогеологическими условиями.

Месторождения Суходойской группы объединяют месторождения **1-й Северный рудник, Суходойское, Пещерное**, расположенные в пределах увалисто-холмистой части восточного склона Урала с абсолютными отметками поверхности 230—240 *м*. Наиболее крупная река района Тынья с расходом от 0,5 до 1,5 $м^3/ч$ имеет довольно глубоко врезанную долину с абсолютной отметкой уреза воды 203 *м*, но существенного влияния на обводнение рудников не оказывает.

Рудные тела располагаются на контакте известняков с секущими их диабазами, причем известняки бо́льшей частью подстилают рудную залежь, а диабазы — перекрывают. Исключение составляет только Пещерное месторождение, приуроченное к контакту диабазов с туфами. Вся толща пород нарушена меридиональными разрывами и небольшими надвигами, особенно большая тектоническая нарушенность наблюдается на Суходойском участке. Обводненность месторождений незначительна и связана с наличием безнапорных трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод, залегающих на глубине 11—15 *м*. Водоприток в карьер 1-го Северного рудника при отработке его на глубине 26 *м* составлял 9 $м^3/ч$, а при углублении до 46 *м* возрос до 26 $м^3/ч$. Влияния поверхностных вод не наблюдалось. На Суходойском месторождении в связи с большой тектонической нарушенностью известняков водоприток несколько больше. При отработке горизонтов на глубине 76 *м* приток воды достигал 100 $м^3/ч$. На Северном карьере Пещерного месторождения осушение горизонтов на глубине 10—20 *м* проводится при откачке из зумпфов и скважин с расходом 50 $м^3/ч$.

Группа Масловских месторождений — собственно Масловское и Сосьвинское — расположена соответственно на левом и правом берегах р. Сосьвы, в пределах Западного Зауралья. Месторождения характеризуются одинаковыми геологическим строением и гидрогеологическими условиями, поэтому описывается одно из них — Масловское.

Масловское месторождение представляет собой две пластообразные залежи магнетитовых руд (Главную и Западную), залегающие в скарнах, среди порфиритов и туфов. В южной части месторождения вмещающие породы прорваны габбровой интрузией. С по-

верхности палеозойские породы прикрыты рыхлыми элювиальными отложениями мощностью от 30 до 100 *м* и аллювиально-делювиальными мощностью от 3 до 20 *м*, при преобладающей до 10 *м*. Палеозойский фундамент в пределах месторождения имеет ступенчатое строение и образует ряд депрессий. Наиболее крупный в районе Масловский сброс проходит несколько западнее месторождения.

Подземные воды на месторождении приурочены к верхней трещинной зоне палеозойских пород; воды рыхлого комплекса в обводнении месторождения не участвуют, так как в связи с интенсивным развитием процессов выветривания порфириты висячего бока в верхней части представлены глинистым элювием и практически безводны. В порфиритах лежачего бока зона трещиноватости прослеживается до глубины 30—40 *м*, а уровень безнапорных вод залегает на глубине 3—11 *м*, реже до 25—30 *м*. Дебиты скважин этой зоны не превышают 0,5 *л/сек* при понижении до 11,0 *м*. При разработке рудной залежи карьером глубиной 50—60 *м* приток воды составлял 30—40 $м^3/ч$, а порфириты висячего бока оказались сухими даже в том месте, где южный штрек 56 горизонта подошел под русло многоводной р. Сосьвы. Осложнение при эксплуатации вызывают оползневые явления, связанные с равитием на восточном борту карьера элювиальных глин.

Воронцовско-Ауэрбаховская группа месторождений находится в восточной увалистой полосе Северного Урала и частично в пределах Зауральской равнины. Абсолютные отметки поверхности на западе колеблются в пределах 220—300 *м*, на востоке 125—150 *м*. К югу, в 3—5 *км* от рудных площадей, в узкой каньонообразной долине с высотой бортов до 42 *м* протекает р. Каква с расходом от 1,5 $м^3/сек$ зимой до 18,3 $м^3/сек$ в период паводка. Кроме р. Каквы на территории месторождения протекают небольшие ручьи — Песчаный, Каменка, Степановка и др.

Эффузивно-осадочная толща нижнего девона, вмещающая рудные тела, слагает восточное крыло Турьинской синклинали, которое прорезано интрузивными телами гранодиоритов, диоритов и габбродиоритов. Контакты интрузий сопровождаются скарнированными зонами на расстоянии 750—800 *м*, мощность зоны скарнов до 120 *м*.

В районе широко развита разрывная тектоника по возрасту дорудная, а часто и доинтрузивная. Пострудные тектонические нарушения часто омолаживают разломы более раннего возраста, а иногда секут их. Породы в зонах разломов интенсивно рассланцованы, раздробленность их наблюдается довольно редко

Вдоль западного контакта Воронцовско-Ауэрбаховской интрузии гранодиоритов расположены Песчанское и Воронцовское месторождения железных руд. Ауэрбаховская группа месторождений находится в пределах самого гранодиоритового массива и образовалась, по-видимому, на контакте интрузивных пород и ксенолитов известняков, захваченных интрузией. К востоку от Ауэрбаховского рудника палеозойские породы погружаются по тектонической линии под мощную толщу мезокайнозоя, слагая западный борт Замарайской депрессии.

Гидрогеологические условия отработки рудных тел в основном благоприятные. Водопритоки в горные выработки незначительны и формируются главным образом за счет трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод в породах палеозойского фундамента. Подземные воды мезо-кайнозойских отложений влияния на разработку руды не оказывают. В карьеры Ауэрбаховского месторождения они поступают в виде отдельных небольших струй, стекающих по бортам.

Подземные воды трещинной зоны слагают единый водоносный горизонт, залегающий на глубине от 15 до 30 *м*, и обладают свободным

уровнем, обусловившим движение подземного потока от возвышенных участков к долине р. Каквы и ее притокам.

Водообильность горизонта в целом небольшая, но довольно неравномерная. Максимальной величины она достигает в пределах развития трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод, минимальной — в пределах трещинных. Дебиты скважин изменяются в широких пределах, но преобладают небольшие — от 0,6 до 1,4 *л/сек*, при удельном дебите от 0,03 до 0,7 *л/сек*. Фильтрационные свойства водовмещающих пород горизонта резко снижаются с глубиной, особенно в зоне выветривания некарстующихся пород. Так, на Воронцовском месторождении в интервале глубин до 5—7 *м* коэффициент фильтрации достигает 12 *м/сутки*, снижается до 0,17 *м/сутки* на глубине 10—20 *м*, а ниже не превышает 0,07 *м/сутки*.

Разработка отдельных участков месторождений проводится как открытым, так и подземным способом при небольших водопритоках.

Ауэрбаховское месторождение разрабатывается шахтами и карьерами, вскрывающими отдельные рудные тела. Рудные залежи имеют разнообразную форму — пластообразную, линзообразную, иногда гнездообразную и залегают на глубине от 24 до 600 *м*. Длина рудных тел по простиранию от 12—28 до 140—195 *м*.

Статический уровень подземных вод на месторождении имеет глубину от 7—10 *м* в долине р. Каменки до 20—30 *м* в пределах возвышенностей. Зоны повышенной трещиноватости пород вскрывались штреками на глубину от 26 до 134 *м*. Карстовые пустоты были встречены на глубине 60 *м* в шахте 6 и на глубине 136 *м* при пересечении известняков выработками шахты «Капитальная». Вскрытие трещиноватых и закарстованных участков сопровождалось выбросами воды до 70—120 $м^3/ч$. После откачки приток сокращался до 45—30 $м^3/ч$.

В основном проходка шахт Ауэрбаховского рудника идет по изверженным породам с небольшими притоками подземных вод. В частности, при проходке шахты «Капитальная» в интрузивных и эффузивных породах водоприток в нее на глубине 74 *м* составлял 28 $м^3/ч$, а при глубине 134 *м*—52 $м^3/ч$. Притом поступление воды в верхней зоне выветривания происходит в виде капежа по всей площади, а на больших глубинах — в виде отдельных струй из зон приконтактовых и тектонических нарушений. За десятилетний период эксплуатации водоприток на глубине 134 *м* стабилизировался в пределах 60—70 $м^3/ч$. Только при вскрытии закарстованных известняков на глубине 216 *м* водоприток на шахте увеличился до 150—170 $м^3/ч$. При этом коэффициент сезонной неравномерности водопритоков на глубине отработки до 60—70 *м* был равен 1,5—2,0 $м^3/ч$, а ниже он значительно уменьшился.

Шахта 2, пройденная в центральной части месторождения по гранодиоритам до глубины 120 *м*, имела водопритоки до 15 $м^3/ч$ при понижении уровня на 106 *м*.

Песчанское и Воронцовское месторождения представляют собой единую рудоносную полосу протяженностью свыше 10 *км*, в которой отдельные пластообразные, линзообразные и гнездообразные рудные тела магнетитов вытянуты вдоль западного контакта гранодиоритовой интрузии. Залегают они на глубине от 20—30 до 300—430 *м* параллельно лежачему боку интрузии с крутым падением на восток. Западная часть месторождений сложена в основном известняками которые подстилают рудные тела, а висячий бок представлен эффузивами.

Месторождения обводняются в основном трещинными и трещинно-карстовыми водами, залегающими на глубине от 9 до 20—25 *м*. Степень водоносности пород так же, как и на Ауэрбаховском месторождении, небольшая. Несмотря на выход закарстованных известняков на поверх-

ность, подземные воды в них не образуют больших скоплений ввиду затрудненных условий питания. Верхние части рудных тел не обводнены и отработаны карьерами. Подземная отработка проводится, как правило, с водоотливом, который до глубины 60—70 *м* по отдельным шахтам и карьерам составляет от 3 до 60 $м^3/ч$, а при глубине отработки 200 *м* достигает 100—150 $м^3/ч$.

Отдельные крупные прорывы воды в шахты Воронцовского и Песчанского рудников обычно связаны с вскрытием карстовых полостей и зон тектонических нарушений. Так, при проходке выработок шахты «Северная» карстовые полости, вскрытые на глубинах 36, 45 и 72 *м*, давали кратковременные выбросы воды до 80 $м^3/ч$, которые быстро снижались и в дальнейшем приток сокращался до 12—15 $м^3/ч$.

Депрессионные воронки, образовавшиеся при водоотливе, имеют в основном меридиональное направление и вытянуты по простиранию тектонических зон на расстояние до 1000 *м*. Вкрест простирания последних влияние водоотлива едва достигает 200 *м*. Близ шахтных водоотливов наблюдаются резкие перепады уровней, достигающие 20—24 *м*, что также говорит о низких фильтрационных свойствах пород.

Химический состав подземных вод Северо-Песчанского месторождения преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,15 до 0,25 *г/л* при общей жесткости от 3 до 4 *мг-экв*.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА

В пределах Среднего Урала наиболее крупные скарновые месторождения железа контактово-метасоматического типа сосредоточены в Тагило-Кувшинскомр айоне Свердловской области. По географическому и геологическому признакам они объединены в Высокогорскую и Гороблагодатскую группы месторождений. К первой группе относятся наиболее крупные Высокогорское, Лебяжинское и Естюпинское месторождения, а также целый ряд более мелких: Каменское, Баумановское и др. Все они приурочены к Тагильской сиенитовой интрузии и располагаются или внутри ее, или на контактах массива с толщей осадочных и вулканогенных пород. Гороблагодатская группа объединяет месторождения, генетически связанные с Кувшинским сиенитовым массивом (северное продолжение Тагильской интрузии), и включает Гороблагодатское, Валуевское и Осокино-Александровское месторождения.

Для всех месторождений Тагило-Кувшинского района характерна сравнительно небольшая обводненность, свойственная месторождениям типа А, связанная обычно с развитием трещинных, реже трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод. Исключением является Высокогорское месторождение, отнесенное по классификации к типу Б, высокая обводненность которого объясняется сочетанием интенсивного проявления современной молодой тектоники, широким развитием закарстованных известняков и взаимосвязью подземных вод с поверхностными, осуществляемой по зонам тектонически нарушенных пород.

Высокогорская группа. Месторождения Высокогорской группы располагаются в увалистой полосе восточного склона Урала, в пределах широкой холмистой равнины с абсолютными отметками 200—210 *м*; лишь отдельные возвышенности (горы Высокая, Лисья) поднимаются над равнинной местностью на 60—90 *м*; к западу и востоку рельеф повышается по отношению к центральной равнинной части на 50—60 *м*.

Наиболее возвышенные части рельефа сложены массивными интрузивными породами и в гидрогеологическом отношении являются областью стока поверхностных вод. Более низкие участки соответствуют области развития осадочно-эффузивных толщ и зонам повышенной трещи-

новатости пород. Последние служат участками интенсивного поглощения атмосферных осадков, что способствует накоплению значительных запасов подземных вод в районе месторождений. Сток основной реки района — Тагила и ее притока р. Выи зарегулирован плотинами: на восточной окраине месторождения располагается Нижнетагильский пруд с отметкой зеркала воды 192 *м*, а на севере — Выйский пруд с уровнем воды на отметке 188 *м*. В южной части района, в 4,5 *км* от контура Главного карьера, протекает р. Леба, которая в период паводка пополняет запасы подземных вод, теряя на участке пересечения известняков до 70 *л/сек* (при общем расходе воды в паводок до 1500 *л/сек*).

В геологическом строении месторождений принимают участие осадочно-вулканогенные породы зеленокаменной полосы и секущие их интрузивные породы. Преобладающим распространением пользуются порфириты, ортофиры и их туфы, а также метаморфические разности этих пород; известняки имеют резко подчиненное значение. Общее простирание пород северо-западное с падением на северо-восток под углом 40—70°.

Собственно Высокогорское месторождение состоит из ряда рудных площадей, сосредоточенных на небольшой площади района горы Высокой и разделенных на два пояса — западный (нижняя рудная зона) и восточный (верхняя рудная зона).

Западный рудный пояс приурочен к контакту сиенитов с мощной толщей известняков Высокогорской полосы, которые к северу от горы Высокой прослеживаются в виде крупных ксенолитов внутри сиенитового массива (I и II Каменское месторождения), а в центральной части и к югу от горы Высокой они простираются сплошной полосой, достигая мощности 1000 *м* и более.

Восточный рудный пояс приурочен к пачке маломощных прослоев известняков, залегающих в инъецированной сиенитами туфосланцевой толще. Он располагается на восточном склоне горы Высокой и включает Восточно-Ревдинский и Западно-Ревдинский рудные участки.

На Лебяжинском месторождении выделяются также два рудных пояса — западный и восточный, залегающие среди порфиритов, туфов и метаморфизованных известняков. Рудные тела западного пояса, где замещению подвергались эффузивно-туфогенные породы, состоят из вкрапленных руд. Восточный пояс представлен сплошными магнетитовыми рудами и богатыми скарнами, образовавшимися в результате метасоматического замещения известняков.

Естюнинское месторождение приурочено к лежачему боку крупного останца габбро в сиенито-диоритах, вытянутому в северо-западном направлении и падающему на северо-восток под углом 30—50°. На месторождении насчитывается до 30 магнетитовых рудных тел, из которых 9 имеют промышленное значение. Общее протяжение оруденения на месторождении 1,2 *км*. На Лебяжинском и Естюнинском месторождениях рудные тела прослежены до глубины 600—640 *м*, а на Высокогорском руднике до глубины 1000—1100 *м*.

Первичные условия залегания пород чрезвычайно усложнены внедрением сиенитов и серией тектонических нарушений, дорудных, одновременных и пострудных, которые обусловили блоковую структуру месторождений. Наличие разломов и тектонически нарушенных зон с глубоким проникновением по ним процессов выветривания определило сложный характер строения месторождений железных руд и сложные гидрогеологические условия по некоторым из них. Обводненность месторождений здесь связана с трещинными, трещинно-карстовыми и трещинно-жильными водами, которые слагают единый горизонт со свободной поверхностью, залегающей на глубине от 4 до 57 *м* от поверхности

земли с общим уклоном подземного потока в восточном направлении. В результате интенсивного и глубокого дренажа рудничным водоотливом при снижении уровня воды до 220 *м* в пределах Главного карьера и до 100—110 *м* на других участках произошло разобщение единой поверхности подземных вод на отдельные депрессионные воронки в связи с различными фильтрационными свойствами водовмещающих пород и наличием блоковой структуры рудных полей. Наиболее низкие фильтрационные свойства присущи трещинной зоне сиенитовой интрузии, развитой в северо-западной и западной частях Высокогорской группы месторождений, где благодаря сильной каолинизации трещин коэффициенты фильтрации не превышают 0,015 *м/сутки* и только в узких зонах дроблений тектонических нарушений достигают 7—10 *м/сутки.*

Водоприток из сиенитов в шахты глубиной 100—130 *м* при отсутствии влияния поверхностных вод колеблется от 9 до 30 $м^3/ч$. Несколько большая обводненность шахт — до 70 $м^3/ч$ при глубине 100 *м* — наблюдается в пределах Лебяжинского рудника, где сиениты менее каолинизированы.

Слабой водообильностью при низких фильтрационных свойствах характеризуются также вулканогенные отложения. Коэффициенты фильтрации по данным откачек скважин варьируют в пределах 0,0005—0,4 *м/сутки*, а по водоотливу из шахты «Северная» (глубина 100 *м*) — 0,05—0,07 *м/сутки.* Водоприток в эту шахту снижался по мере ее углубки от 122 до 27 $м^3/ч$, а шахтный водоотлив на Меднорудянском месторождении при глубине 280 *м* составлял 150 $м^3/ч$. При вскрытии горными выработками водоносных тектонических зон отмечалось резкое, но кратковременное увеличение водопритоков. Так, на горизонте +30 *м* Южного рудного блока водоприток при прорыве из зоны нарушения достигал 150 $м^3/ч$, но через 16 *ч* снизился до 12 $м^3/ч$.

Основным источником формирования шахтных вод Высокогорского месторождения являются трещинно-карстовые воды известняков, обладающие преимущественно свободным уровнем и крайне неравномерной обводненностью. Максимальная водоносность их отмечается в зонах тектонических нарушений, где удельные дебиты скважин достигают 30,0 *л/сек*, и на контактах с сиенитами и эффузивами, где известняки наиболее закарстованы. Поверхностный карст развит весьма широко в виде воронок и провалов глубиной 15—40 *м*, а подземный представлен отдельными полостями, пещерами различных размеров (до 6 *м* в диаметре), но изучен он лишь до глубины 220—230 *м*. Глубинный карст обычно заполнен песчано-глинистыми отложениями, иногда железными рудами, встречается и открытый карст. Блоковая структура месторождения в известняках проявляется весьма высокой закарстованностью одних блоков и монолитностью других.

Коэффициент фильтрации в известняках по данным откачек из скважин колеблется в пределах 0,4—60,0 *м/сутки*, заметно снижается с глубиной и в участках развития прослоев сланцев, туфов и других слабофильтрующихся пород. По данным карьерного водоотлива он равен в среднем 2,2 *м/сутки*, а по данным опытных наливов в скважины глубиной 1200—1630 *м* составляет 0,0003—0,0004 *м/сутки.*

В результате водоотлива на Главном Высокогорском карьере, на шахте «Магнетитовая» и из других выработок в настоящее время образовалась крупная депрессионная воронка общей протяженностью около 8 *км*, вытянутая в меридиональном направлении. На западе она замыкается сбросо-сдвигом «Главный», тектонический шов которого, заполненный обломками и глинистыми перетертыми породами, служит естественной преградой для циркуляции подземных вод, отделяя Высокогорскую депрессию от Каменской. На юге депрессионная воронка по

данным Уралгидростанции подошла к р. Лебе, но доля участия реки в формировании общего водопритока в выработки пока не поддается учету.

Высокогорский рудник эксплуатируется с XVIII в. карьером, расположенным на южном склоне горы Высокой. Длительное время добыча руды производилась выше уровня подземных вод без водоотлива. Только с 1932 г. в Главном карьере, при углублении его ниже уровня подземных вод, начали применять поуступный водоотлив. Вода поступала в основном из трещин и карстовых пустот в известняках в виде сосредоточенных источников. Наиболее крупный источник выходил до апреля 1951 г. на уступе в восточном карьере на глубине 84 *м* в зоне крупного тектонического нарушения. В 1939 г. этот источник имел расход 120—155 *м*³/*ч*, составляя примерно 80% общего водопритока в карьер. В период наблюдений с 1941 по 1952 г. средний приток в Главный карьер при глубине его около 100 *м* мало изменялся и составлял 170—266 *м*³/*ч* (максимальный приток 336 *м*³/*ч* был отмечен в 1947 г.). За этот период углубки карьера не было, а шло только расширение фронта работ, что давало небольшие кратковременные увеличения притока, быстро сокращающиеся после сработки статических запасов.

В это же время на участке Рудные блоки откачивалось 58—65 *м*³/*ч*, а на Западно-Ревдинском участке 16—43 *м*³/*ч* при средней глубине разработки 90 *м*. Таким образом, общий суммарный водоприток на месторождении не превышал 300—336 *м*³/*ч*. Влияния поверхностных вод не наблюдалось, на севере, западе и востоке депрессионная воронка быстро выклинилась в слабоводопроницаемых сиенитах и эффузивах, не достигнув Тагильского и Выйского прудов. На юге, в полосе известняков, она была наиболее значительной, но не достигала р. Лебы. Общая длина депрессионной воронки по простиранию пород при снижении до глубины 100 *м* равнялась 1700 *м* при ширине 300—350 *м* (рис. 84).

В 1952 г. в связи с вводом в эксплуатацию новых участков (Каменского, Восточно-Ревдинского) и расширением эксплуатационных выработок по площади и на глубину водопритоки значительно возросли. Для их осушения в Главном карьере на горизонте 140 м (глубина 100 м) в закарстованных известняках был заложен водопонизительный узел из трех скважин глубиной 21—31 *м*, вскрывших трещинно-карстовые воды, водоприток которых первоначально с 3 по 12 октября 1952 г. возрос от 630 до 1200 *м*³/*ч*, при одновременном подъеме уровня воды в карьере на 10 *м*, через месяц он сократился до 700—900 *м*³/*ч*, а через два месяца — до 550 *м*³/*ч*.

Начиная с 1953 г. на всех шахтах и рудниках горнопроходческие работы и добыча проводятся с предварительным водопонижением, часть воды откачивается непосредственно при вскрытии рудных залежей, часть — из подготовительных выработок и специальных водопонизительных установок, опережая эксплуатационные работы. В связи с различными фильтрационными свойствами пород и разобщенностью отдельных водообильных зон между собой единый централизованный водоотлив в районе неосуществим.

В последние десять лет откачка на Высокогорской группе месторождений проводится из 7 выработок в пределах южного фланга и 4—5 выработок на северном фланге (табл. 25). Частично эти выработки имеют между собой гидравлическую связь, другие, даже близко расположенные шахтные водоотливы, совершенно не взаимосвязаны.

В настоящее время основной водоотлив проводится на Главном карьере и дренажной системой шахты «Магнетитовая». Переход на каждый новый эксплуатационный горизонт обычно сопровождается уве-

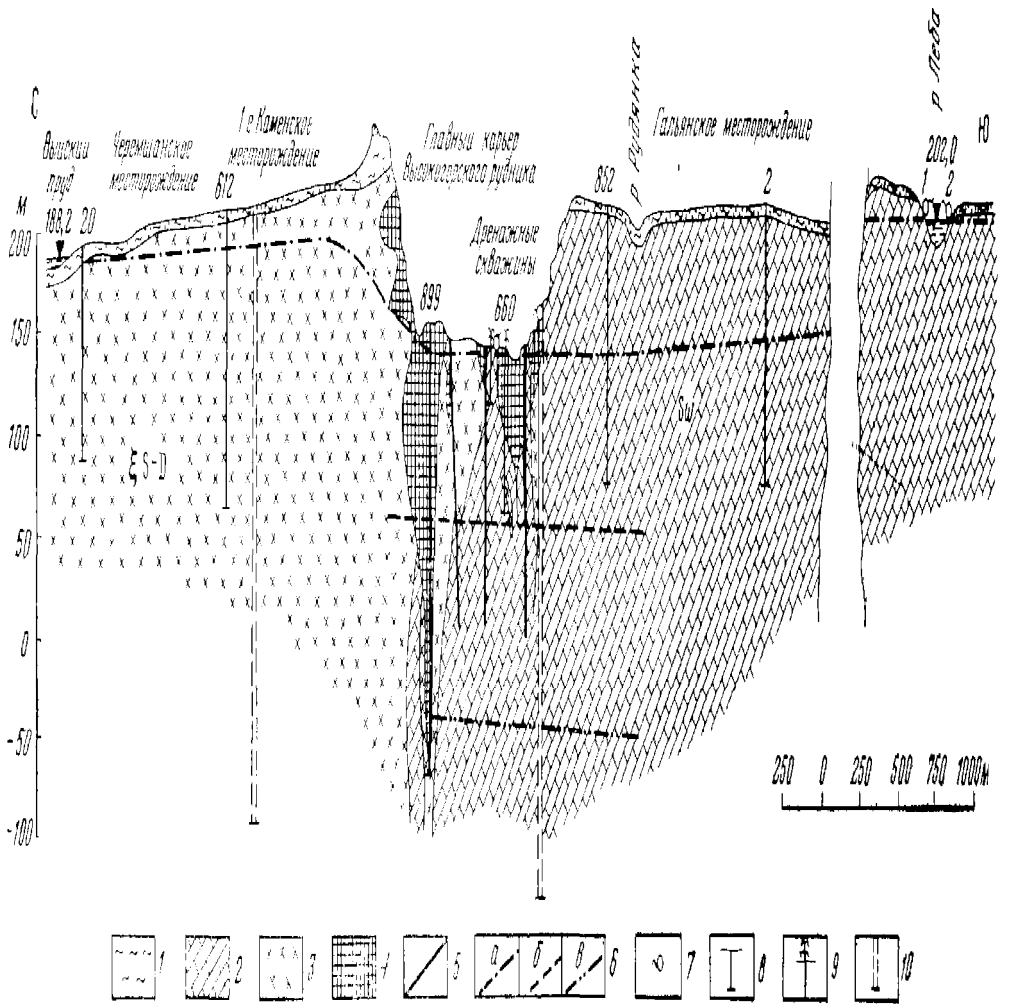


Рис. 54. Гидрогеологический разрез Высокогорского железорудного месторождения (по простиранию Главной рудной зоны). Составила Л. С. Архангельская по материалам М. Я. Барабашкина и Уралгидростанции

1 – аллювиальные и делювиальные песчано-глинистые отложения; 2 – известняки; 3 – песчаники; 4 – железорудная толща; 5 – линии тектонических нарушений; 6 – пьезометрический уровень подземных вод: а – на IX 1953 г., б – на II 1954 г., в – II 1966 г.; 7 – родники; 8 – скважины; 9 – фонтанирующие скважины (1953 г.); 10 – шахты

Таблица 25

Среднегодовые притоки воды в горные выработки Высокогорской группы месторождений ($м^3/ч$)

Год наблюдений	Водоприток в Главный карьер	Общий приток с южного фланга	Общий приток с северного фланга	Суммарный водоприток по Высокогорской группе	Год наблюдений	Водоприток в Главный карьер	Общий приток с южного фланга	Общий приток с северного фланга	Суммарный водоприток по Высокогорской группе
1941	193	193		193	1953	438	568	9	577
1942	170	170		170	1954	270	415	25	440
1943	184	184		184	1955	249	408	37	445
1944	180	180		180	1956	267	450	20	470
1945	207	207		207	1957	283	629	35	664
1946	255	255		255	1958	279	553	96	649
1947	336	336		336	1959	228	483	193	676
1948	264	264		264	1960	255	515	358	873
1949	266	266		266	1961	232	501	482	983
1950	222	296		296	1962	269	620	625	1245
1951	219	302		302	1963	190	877		877
1952	337	445		445	1964	160	866		1257

личением водопритоков, что наглядно иллюстрируется графиком зависимости притоков от понижения уровня воды при водоотливе (рис. 85).

Интенсивность снижения уровня воды по мере проведения дренажа увеличивается от 4—7 *м* в год в первый период эксплуатации до 37 и 22,5 *м* соответственно в 1961 и 1964 гг. Эти данные свидетельствуют о сработке статических запасов трещинно-карстовой зоны, которые на глубине сравнительно невелики. За последние годы в питании подземных вод отмечается все возрастающая роль поверхностных вод Выйского пруда и, возможно, р. Лебы, о чем свидетельствует неуклонное увеличение водопритоков с северного и южного флангов месторождения (см. табл. 25). Режим эксплуатации при прочих равных условиях подвержен сезонным колебаниям, которые выражаются увеличением водопритоков в апреле — мае и августе — сентябре на 30—40 $м^3/ч$ выше среднегодового и колебаний уровня, особенно около водопонизительных узлов, где годовая амплитуда достигает иногда 90 *м*.

Химический состав рудничных вод Высокогорского месторождения довольно пестрый. В пределах Главного карьера Высокогорского рудника они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,4 *г/л* при жесткости около 5—6 *мг-экв*. Шахтные воды сиенитов обладают гидрокарбонатным, реже гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым и даже хлоридным натриевым составом с минерализацией от 0,3 до 0,45 *г/л* при жесткости от 4 до 7 *мг-экв*, а в эффузивно-пирокластической толще — гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-магниевым с минерализацией от 0,35 до 0,54 *г/л* при жесткости от 5 до 8 *мг-экв* (табл. 26).

Инженерно-геологические условия Высокогорского месторождения осложнены в связи с каолинизацией сиенитов и скарнов в зоне выветривания тектонических разломов, где вследствие усиленной циркуляции подземных вод они превращены в слабоустойчивые разности, обладающие свойствами плывунов. При вскрытии они образуют оползни и оплывины, что весьма затрудняет проведение горных работ. В частности, по этой причине была прекращена проходка ствола шахты «Мартитовая». Большой оползень в каолинизированных сиенитах произошел летом

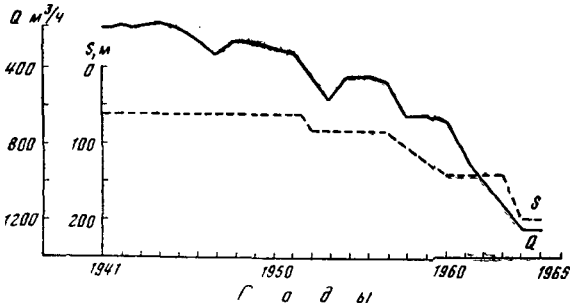


Рис. 85. График зависимости водопритоков от понижения уровня воды в Главном карьере Высокогорского рудника

1959 г. на северо-западном борту Главного карьера. Он был ликвидирован только после осушения борта карьера.

Лебяжинское месторождение приурочено к контакту сиенитов с породами вулканогенной толщи и характеризуется благоприятными гидрогеологическими условиями. Подземные воды поступают в горные выработки обычно в виде небольших струй с расходом до 8 $м^3/ч$ из трещин в сиенитах или в их контактах с рудной зоной.

Величина общего водоотлива шахты «Эксплуатационная», через которую ведется добыча руды на глубине 260 *м*, по наблюдениям 1952—1963 гг. составляла 40—62 $м^3/ч$ и только к 1964 г. возросла до 110 $м^3/ч$ в связи с углублением шахты. При вскрытии наиболее крупных тектонических зон на шахтах отмечаются иногда внезапные прорывы воды, достигающие 140 и даже 300 $м^3/ч$.

Таблица 26

Химический состав подземных вод Высокогорского рудника (1958 г.)

Место отбора проб	Вод. вмещающие породы	Анионы, *мг/л*			Катионы, *мг/л*			Формула Курлова
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na + K	
Главный карьер (1952 г.)	Известняки	244	54	16	84	14	19	$M_{0,36}\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,20}{Ca\,68\ Mg\,18\ (Na+K)\,14}$
Главный карьер	То же	326	50	14	93	15	21	$M_{0,37}\frac{HCO_3\,78\ SO_4\,15}{Ca\,68\ Mg\,18\ (Na+K)\,13}$
Шахта „Магнетитовая"	Сиениты	265	103	14	92	16	18	$M_{0,41}\frac{HCO_3\,63\ SO_4\,31}{Ca\,66\ Mg\,22\ (Na+K)\,11}$
Шахта „Полевская"	То же	229	56	24	72	19	13	$M_{0,33}\frac{HCO_3\,65\ SO_4\,20\ Cl\,12}{Ca\,63\ Mg\,28\ (Na+K)\,10}$
Шахта „Северная" (водослив)	Эффузивы	439	96	31	127	27	34	$M_{0,54}\frac{HCO_3\,71\ SO_4\,20}{Ca\,63\ Mg\,22\ (Na+K)\,15}$

Небольшие по сравнению с Высокогорским месторождением водопритоки обусловлены отчасти тем, что в непосредственной близости от Лебяжинского рудника расположены известняковые карьеры: Ивановский и Северо-Лебяжинский, на которых также производится откачка

воды с суммарным расходом 280—320 *м*³/*ч*, что, несомненно, уменьшает общий водоприток на железорудном месторождении.

Естюнинское месторождение. Рудное тело залегает здесь в контакте сиенитов и габбро и разрабатывается карьером при общем водоотливе с горизонта + 170 *м*, равном 80 *м*³/*ч*. Никаких затруднений эксплуатация месторождения не вызывает и поэтому специальных дренажных работ здесь не проводится.

Химический состав шахтных вод Лебяжинского рудного поля гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый или магниево-кальциевый, реже кальциевый с минерализацией от 0,2 до 0,4 *г*/*л* при общей жесткости от 2 до 6 *мг-экв*. Формула солевого состава воды шахты «Эксплуатационная» на горизонте 70 *м* в виде

$$M_{0,23}\,\frac{HCO_3\,56\;SO_4\,27\;Cl\,16}{Ca\,31\;Mg\,11}.$$

Гороблагодатская группа месторождений расположена в пределах увалистой полосы восточного склона Урала с абсолютными отметками поверхности 230—280 *м*, примыкая на западе к области предгорных возвышенностей. В южной части района месторождений протекает р. Кушва, которая зарегулирована и образует здесь большой пруд с отметкой уровня воды 208 *м*. Железорудные месторождения приурочены к контакту сиенитовой интрузии с эффузивными породами силурийско-девонского возраста, которые слагают асимметричную Тагило-Кувшинскую синклиналь, осложненную более мелкой складчатостью и дизъюнктивными нарушениями с крутым, почти вертикальным, падением. На пологом западном крыле синклинали (угол 20—30°) расположено рудное поле горы Благодать и Валуевское месторождение, на крутом восточном (с углом до 70—85°) — Осокино-Александровское. Рудные тела их пластообразной и линзообразной формы, представленные скарнами, залегают в метаморфизованной зоне согласно с общим направлением структуры. Тектонические нарушения выражены неширокими (1—6 *м*) зонами дробления, нередко выполненными глинистыми продуктами трения. Главный меридиональный сброс с амплитудой от 80 до 250 *м* делит Гороблагодатское месторождение на поднятую западную и опущенную восточную части.

Гидрогеологические условия месторождений Гороблагодатской группы благоприятные. Обводненность их связана в основном с трещинными и трещинно-жильными водами, залегающими в естественных условиях на глубине 35—50 *м* с пологим уклоном потока на восток, в сторону р. Кушвы. Трещинная зона, к которой они приурочены, прослеживается по горным выработкам до 70—80 *м*, реже 100 *м* и характеризуется по данным рудничного водоотлива низкими фильтрационными свойствами с коэффициентом фильтрации 0,67 *м*/*сутки*, что обусловило слабую обводненность ее. Так, водоприток в шахту «Центральная», вскрывшую подземные воды на глубине 51 *м*, составлял 2 *м*³/*ч* при понижении уровня на 6 *м* и 2,5 *м*³/*ч* — при понижении на 14 *м*.

Тектонические нарушения, развитые до глубины 200 *м* и сопровождающиеся сильной трещиноватостью пород, при вскрытии горными выработками дают резкое увеличение водопритока, достигающее 200 *м*³/*ч*, который в процессе откачки быстро сокращается до 10—15 *м*³/*ч*.

За весь период эксплуатации месторождений Гороблагодатской группы с применением водоотлива водопритоки из зоны региональной трещиноватости составляли 65—72 *м*³/*ч*. При переходе на более глубокие горизонты отработки они возросли до 120—152 *м*³/*ч* и стали носить более сосредоточенный характер, приурочиваясь к локальным тектоническим зонам.

В настоящее время суммарный водоотлив Центрального карьера на глубине около 130 *м* и шахты «Южная» на глубине более 200 *м* не превышает 152 $м^3/ч$. Приток воды на Валуевском карьере при глубине его 30 *м* равен 20—25 $м^3/ч$.

Влияние поверхностных вод затруднено в связи со слабыми фильтрационными свойствами пород, слагающих месторождение.

Химический состав шахтных вод Гороблагодатского месторождения преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже кальциево-натриевый с минерализацией от 0,3 до 0,45 *г/л*, реже до 0,8 *г/л*, при общей жесткости от 4 до 6 *мг-экв*, реже до 12 *мг-экв*.

Формула солевого состава воды по шахте «Центральная» представляется в следующем виде:

$$M_{0,42}\,\frac{SO_4\,49\ HCO_3\,35\ Cl\,16}{Ca\,62\ Mg\,38}\,.$$

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Магнитогорское месторождение расположено в увалисто-холмистой зоне Южного Урала с преобладающими абсолютными высотами от 360 до 600 *м*. Наиболее возвышенная часть этой зоны представлена системой гор Магнитная — Куйбас с максимальной абсолютной отметкой 615 *м*.

В 3 *км* западнее месторождения в меридиональном направлении протекает р. Урал, в районе г. Магнитогорска она зарегулирована и образует огромное водохранилище с абсолютной отметкой поверхности воды 351 *м*.

В геологическом отношении Магнитогорское рудное поле приурочено к восточному крылу одноименного синклинория, сложенного осадочно-вулканогенной толщей, прорванной интрузиями гранитоидных пород (Магнитогорским, Большим и Малым Куйбасом), слагающих пологие брахиантиклинальные складки. Кроме того, вся толща разбита серией меридиональных и сопряженных с ними, но менее крупных субширотных нарушений, предопределивших блоковое строение рудного поля. «Главный» сброс с амплитудой 250—300 *м* протяженностью 1600 *м* имеет меридиональное простирание и срезает восточное крыло Магнитогорской брахиантиклинали под углом 83°, разделяя месторождение на западную и восточную части.

Магнитогорское месторождение приурочено к южному контакту одноименного гранитоидного массива с осадочной рудовмещающей толщей нижнего карбона, представленной известняками, скарнами, рудами; лишь на юге в составе толщи появляются прослои роговиков. В восточной части месторождения, представляющей опущенный тектонический блок, в составе осадочной толщи преобладают роговики с прослоями мрамора. Подстилается рудовмещающая толща порфиритами и их туфами. Рыхлые элювиально-делювиальные отложения у подножия гор имеют мощность до 5—10 *м*, а на водоразделах нередко отсутствуют совсем.

Рудное тело горы Магнитной представляет собой очень пологую пластовую залежь магнетитовых и окисленных мартитовых руд, падающую согласно с вмещающими породами на запад под углом 15—20°, где оно постепенно выклинивается, а на востоке ограничено тектоническим разломом, по которому приведено в соприкосновение с более молодыми породами карбона.

Гидрогеологические условия месторождения, несмотря на сложное геологическое строение, довольно просты (тип А) благодаря высокому гипсометрическому положению его и отсутствию поблизости поверхностных водоемов и водотоков, питающих подземные воды. Последние представлены в основном трещинными и трещинно-карстовыми водами, развитыми до глубины 50—70 *м*, и трещинно-жильными водами в тектонических разломах, прослеженных до 150 *м* и более. Слагая единый безнапорный горизонт, они залегают на глубине от 5—6 *м* в пониженных участках рельефа до 50—60 *м* на возвышенных. В локально развитых тектонических зонах они имеют напорный характер, обеспечивая самоизлив скважин с дебитом до 1,0 *л/сек* и кратковременное увеличение водопритоков при вскрытии их горными выработками. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков, а разгрузка в естественных условиях у подножия гор в виде небольших рассредоточенных родников.

Пластово-поровые воды рыхлых отложений при вскрытии карьерами вызывают только увлажнение забоя и образование оплывин.

Наибольшие водопритоки в горные выработки связаны с трещинно-жильными и трещинно-карстовыми водами, дренирующими трещинные воды зоны выветривания. Последние вследствие большой площади распространения и более высокого гипсометрического положения подпитывают трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды, обеспечивая постоянный водоприток в горные выработки по зонам разломов и прослоям известняков. Дебиты скважин на этих участках достигают 3—5 *л/сек*, реже 10—15 *л/сек*, в то время как в пределах развития трещинных вод они не превышают 1 *л/сек*, а на водораздельных пространствах имеются практически безводные площади. Коэффициенты фильтрации трещинной зоны колеблются от 0,5 до 26 *м/сутки* при преобладающем 2—3 *м/сутки*.

Эксплуатируется Магнитогорское месторождение с 1931 г. В настоящее время добыча ведется двумя карьерами в восточной и западной частях месторождения, на горизонтах соответственно 409 и 380 *м* или на 50 и 30 *м* выше уреза воды р. Урала.

Статические запасы воды на месторождении небольшие и обеспечивают в основном водоприток в зимнее время в количестве 100—116 *м*^{3}/*ч* по Западному карьеру и 37—50 *м*^{3}/*ч* по Восточному.

В связи с большой площадью карьеров, образующих глубокое искусственное понижение в рельефе, на месторождении наблюдаются интенсивный сток и поглощение атмосферных осадков в послепаводковый и послеливневый периоды, что вызывает увеличение водоотлива до 197—260 *м*^{3}/*ч* на Западном карьере и до 100—136 *м*^{3}/*ч* на Восточном, при суммарном около 400 *м*^{3}/*ч*. Водоотлив осуществляется через скважины, пробуренные в дне карьеров.

Химический состав рудничных вод Магнитогорского месторождения преимущественно сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевый с минерализацией от 0,8 до 2,7 *г/л*. Солевой состав ее по дренажной скважине представляется формулой

$$M_{0,93}\frac{SO_4\,66\ HCO_3\,22\ Cl\,12}{Ca\,45\ (Na+K)\,34\ Mg\,21}.$$

3. Осадочные железорудные месторождения

Осадочные месторождения железных руд на Урале разрабатываются в ограниченных размерах, так как руды в основном бедные, а условия отработки многих месторождений по гидрогеологическим и инже-

нерно-геологическим условиям сложные, характерные для типа Б. Сложность их обусловлена наличием напорных пластово-трещинных, пластово-порово-трещинных вод палеогенового и мелового горизонтов, а также трещинно-карстовых вод при подпитке их поверхностными водами. Представителями таких месторождений являются Марсятское и Серовское и Алапаевская группа месторождений. Однако имеются месторождения с простыми гидрогеологическими условиями типа А (Самское месторождение).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Самское месторождение расположено в пределах Западного Зауралья. Река Сама, протекающая по месторождению, делит рудную залежь на северную и южную части, отработанные в настоящее время полностью. Рудный пласт мощностью до 5 *м* залегает на глубине от 1,0 до 10—15 *м* выше уреза воды р. Самы. Рудовмещающими породами являются желтые глины и пески верхней юры в подошве и жирные пластичные глины того же возраста в кровле. С поверхности они перекрываются рыхлыми четвертичными отложениями. Подстилающие породы, а иногда и непосредственно рудный пласт залегают на закарстованных известняках девона. Благодаря дренирующему влиянию р. Самы обводненность рудного пласта ничтожна, поэтому отработка его производилась без водоотлива.

Марсятское месторождение находится на правом берегу р. Сосьвы, в переходной области от увалистой полосы восточного склона Урала к заболоченной равнине Зауралья. Рельеф палеозойского фундамента в пределах месторождения представлен четырьмя депрессиями и тремя выступами, вытянутыми в меридиональном направлении. При этом два западных выступа палеозойских пород выходят на дневную поверхность в виде гряд и холмов, а восточный перекрыт рыхлыми отложениями небольшой мощности (рис. 86). Вследствие такого строения рудный пласт на Марсятском месторождении образует ряд разобщенных рудных тел мощностью от 0,5 до 12 *м*, реже до 30 *м*, залегающих на глубине от 0 до 30 *м* в Западной депрессии и от 5 до 150 *м* в Восточной.

Надрудный горизонт сложен верхнемеловыми кварц-слюдистыми мелкозернистыми пылеватыми песками и алевритами, которые в условиях насыщения водой являются типичными плывунами. Подстилается рудный пласт песчанистой глиной и песками-плывунами нижнего мела. Подземные воды, заключенные в отложениях надрудного, рудного и подрудного горизонтов, гидравлически взаимосвязаны между собой и обладают напорным уровнем; максимальная высота напора до 140—150 *м*. При вскрытии его скважинами отмечались прорывы песков через забой с образованием песчаных пробок высотой 30—40 и даже 70 *м*. Водоотдача этих песков очень низка, редко превышает 10—12% при коэффициенте фильтрации не более 1 *м/сутки*. Удельный дебит скважин при их откачке не превышает сотых долей литра в секунду.

В рудном водоносном горизонте условия фильтрации более благоприятны, коэффициент фильтрации достигает 5—6 *м/сутки*, иногда более, а удельные дебиты по скважинам 2 *л/сек*. При эксплуатации месторождений рудный пласт может служить естественным фильтром для осушения залегающих выше песков, но оставшаяся в песчаных отложениях вода будет постоянно осложнять разработку руды. При вскрытии пески особенно опасны в отношении деформаций и нарушений горных выработок.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный магниевый, реже магниево-натриевый, кальциево-магниевый и натриевый с минерализацией от 0,3 до 0,6 *г/л* при общей жесткости от 2 до 5 *мг-экв*.

В связи со сложными гидрогеологическими условиями разработка месторождения пока не производится.

Серовское месторождение охристых и бобово-конгломератовых железных руд расположено в пределах Замарайской депрессии, ограниченной Воронцовско-Ауэрбаховским гранодиоритовым массивом на западе и Коло-Еловским серпентинитовым массивом на востоке Северной границей его является р. Турья, южной — р. Каква. В преде-

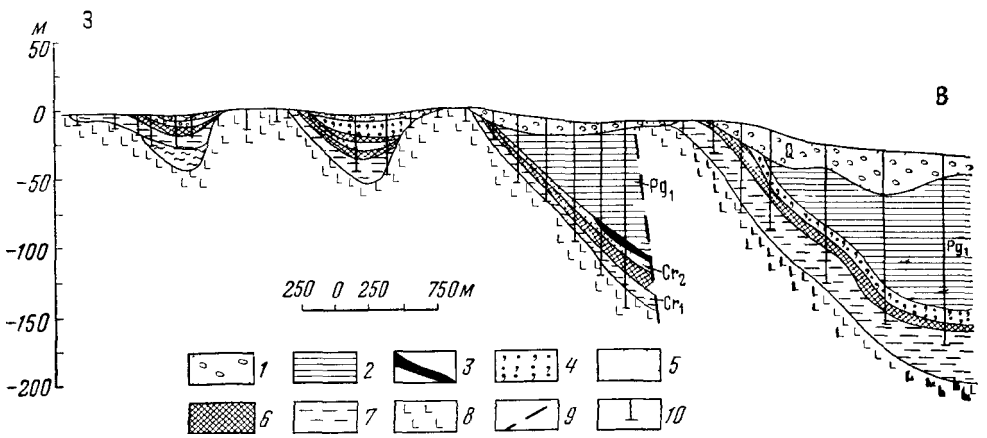


Рис 86. Схематический широтный разрез Марсятского (железорудного и марганцевого) месторождения. По И. А. Пантелееву и А. И. Краевой

1 — четвертичные песчано глинистые отложения, *2* — опоковидные глины и аргиллиты *3* — карбонатная марганцевая руда, *4* — фосфоритовые конгломераты, пески, *5* — глинистый песок *6* — железорудный горизонт, *7* — глина песчанистая, *8* — порфирит, *9* — тектонический разлом, *10* — скважины

лах месторождения имеется два рудных горизонта, залегающих на глубинах от 41 до 124 *м*, разобщенных глинистыми отложениями нижнего мела.

Верхний горизонт бобово-конгломератовых руд альб-сеноманского возраста имеет широкое площадное распространение, составляя западную и восточную рудоносные полосы мощностью соответственно около 17 и 31 *м*. Рудные пласты залегают без нарушений, со слабым уклоном к центру депрессии. Перекрываются они мощной толщей (до 20—50 *м*) сантонских мелкозернистых кварцевых песков и маастрихтских песчаников Выше по разрезу залегают аргиллиты и опоки палеогена, перекрытые озерно-болотными отложениями четвертичного возраста.

Нижний горизонт охристо-латеритных железных руд коры выветривания триас-юрского возраста развит в виде меридиональной полосы шириной до 1,2 *км* и протяженностью около 12 *км*, приуроченной к восточному борту депрессии, и имеет пологое падение на запад.

Основными водоносными горизонтами, обводняющими месторождение, являются напорные: нижнеэоценовый, заключающий пластово-трещинные воды в опоках серовской свиты; верхнемеловой с пластово-порово-трещинными водами в песках и песчаниках, а также трещинно-жильные воды тектонических разломов в палеозойском фундаменте. Нижнеэоценовый горизонт залегает на глубине от 0 до 40 *м;* средняя мощность его 10—12 *м*, величина напора до 21 *м*. Дебиты скважин в нем от 2,5 до 3,7 *л/сек* при понижении от 5 до 10 *м*, средний коэффициент фильтрации около 8 *м/сутки*.

Верхнемеловой горизонт характеризуется большой величиной напора (до 80—90 *м*) и неравномерной водообильностью, связанной с различным гранулометрическим составом песков, степенью трещиноватости песчаников и удаленностью их от области питания. Скважины, вскрывшие этот горизонт, нередко фонтанировали с дебитом от 0,5 до 3,0 *л/сек*. Удельные дебиты при откачке составляли 0,1—0,5 *л/сек*. В устье р. Замарайки известна скважина с дебитом при фонтанировании до 30 *л/сек*. Средний коэффициент фильтрации равен 1,5 *м/сутки*.

Химический состав подземных вод верхнемелового горизонта гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,1—0,14 *г/л* при общей жесткости от 1,5 до 2,0 *мг/экв*.

Наиболее обводненной среди палеозойских пород является зона молодого послепалеогенового тектонического нарушения, проходящего вдоль западной окраины Коло-Еловского серпентинитового массива, где подземные воды разгружаются серией родников с суммарным дебитом до 30—35 *л/сек*, а скважины, пробуренные в долине р. Чувашки, имеют удельные дебиты до 16—20 *л/сек*. Западный борт депрессии и центральная часть ее характеризуются проявлением древних тектонических нарушений, но почти безводных.

Месторождение пока не эксплуатируется. Разработку рудного пласта на нем рекомендуется производить открытым карьерным способом с опережающими дренажными работами, при ожидаемом суммарном водоотливе 250—300 $м^3/ч$.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА

Алапаевская группа месторождений представлена собственно Алапаевским и Зыряновским месторождениями, расположенными в пределах пологохолмистой окраинной части восточного склона Среднего Урала и Западного Зауралья с абсолютными отметками 125—150 *м*. В юго-восточном направлении эти месторождения разделяет р. Нейва с расходом от 3,8 до 16 $м^3/сек$, увеличивающимся в паводок до 47 и даже 500 $м^3/сек$. Долина ее местами врезается в закарстованные известняки, приобретая каньонообразный облик; урез воды в реке находится на абсолютной отметке около 114 *м*. Наиболее крупные притоки ее Синячиха, Алапаиха и Зыряновка с расходом 0,2—0,4 $м^3/сек$, при паводковом до 1,4 $м^3/сек$, пересекают рудный район в субширотном направлении.

В геологическом отношении Зыряновское и Алапаевское месторождения приурочены соответственно к западной и восточной полосам визейских известняков, слагающих крылья меридионально вытянутой Алапаевской синклинали, ядро которой выполнено терригенными отложениями среднего карбона. Поверхность известняков характеризуется большой расчлененностью, где глубокие, до 200 *м*, корытообразные карстовые впадины, выполненные мезо-кайнозойскими осадками, разделяются поднятиями в виде гребней, которые нередко выходят непосредственно на дневную поверхность (см. рис. 43).

Рудные залежи приурочены к вышеописанным впадинам и залегают в виде пластов мощностью от 1 до 30 *м*, при средней 12 *м*, в основании беликовой толщи континентальных отложений нижнего мела. Подстилаются они глинами коры выветривания или лежат непосредственно на закарстованных известняках. Верхняя (надрудная) часть разреза представлена рыхлыми преимущественно глинистыми отложениями верхнемелового и четвертичного возраста.

Подземные воды в пределах мезо-кайнозойских отложений развиты спорадически в линзах и прослоях песка среди глинистых отложений, поэтому в обводненности месторождений участия не принимают.

Основным источником обводнения горных выработок алапаевских месторождений являются трещинно-карстовые воды известняков визейского яруса. В пределах развития мезо-кайнозойской кровли они обладают напорным уровнем, при ее отсутствии — безнапорным, залегающим на глубине от долей метров до 40 *м*. Общее направление движения подземного потока в естественных условиях происходит в основном в меридиональном направлении, по простиранию известняков, к дренирующим горизонт рекам. Характерной особенностью трещинно-карстового горизонта является неравномерная водообильность его как в площадном распространении, так и на глубину в зависимости от степени трещиноватости и закарстованности известняков, обусловивших различную фильтрационную способность их, варьирующую от 0,08 до 54 *м/сутки*. Более высокая водоносность их прослеживается по узким локально развитым зонам, разделенным массивами более плотных или слаботрещиноватых некарстующихся известняков, нередко слагающих выступы в палеозойском рельефе. Эти водоносные зоны преимущественно меридионального простирания приурочены к тектоническим нарушениям, куполам мелких антиклинальных складок, к контактам с терригенными породами, а также к крутым бортам мульд, где наблюдается наиболее развитая сеть открытых трещин и карстовых полостей, развитых до 200 *м* и ниже. Именно в таких зонах наблюдался наибольший дебит скважин, достигавший 40—50 *л/сек*, реже 100—120 *л/сек*, при понижении уровня на 2—5 *м*. При вскрытии известняков в бортовых частях мульд водопритоки в горные выработки увеличиваются в несколько раз. Так, на Зыряновском руднике в шахте 2 при проходке выработок в центре мульды приток не превышал 60 $м^3/ч$, а при вскрытии боковой рассечкой борта мульды возрос до 175 $м^3/ч$. Наиболее обводненной оказалась шахта «Южно-Поскотинская», где приток воды при вскрытии крупной карстовой полости достиг 695 $м^3/ч$.

Наибольшие водопритоки в горные выработки обусловлены подпиткой водоносного горизонта поверхностными водами рек, поступающими в основном по водоносным зонам в условиях глубокого дренажа подземных вод, ниже русел этих рек. При отсутствии питания речными водами водопритоки значительно ниже и обычно не превышают 100—250 $м^3/ч$. Показательна в этом отношении разработка Алапаевского месторождения, начатая в 1934 г. Первоначально добыча руды производилась на Поскотинском участке двумя карьерами выше уровня подземных вод без водоотлива. При углубке карьеров ниже этого уровня и поступлении в них значительного количества воды работы по добыче в 1936 г. были законсервированы и возобновлены только в 1951 г. шахтным способом.

При проходке шахты «Поскотинская», заложенной в южной части I Поскотинского карьера, в 3,5 *км* севернее р. Нейвы водоприток в первый период составлял 128 $м^3/ч$, а затем на горизонте +98 *м* по мере расширения фронта работ он увеличился до 200—325 $м^3/ч$. В дальнейшем, несмотря на углубку шахты до абсолютной отметки +93 *м*, приток воды сократился до 106 $м^3/ч$, свидетельствуя о сработке значительной части статических запасов и снижении водоносности известняков с глубиной при отсутствии поверхностного питания.

Аналогичные условия обводненности, но с более высокими водопритоками отмечаются по «Южно-Поскотинской» и «Центральной» шахтам, заложенным соответственно в 1953 и 1959 гг. в 2,5 *км* севернее р. Нейвы. Первоначальный водоприток в каждой из них составлял соответственно 100 и 150 $м^3/ч$, а с глубины 40—50 *м* при подсечении открытых карстовых полостей в известняках он увеличился по «Южно-

Поскотинской» шахте до 480 *м³/ч* (1958 г.) и 700 *м³/ч* (декабрь 1959 г.). Проходка шахты «Центральная» до глубины 70 *м* производилась под защитой депрессионной воронки, создаваемой шестью дренажными скважинами, пройденными в радиусе 25 *м* вокруг шахтного ствола с суммарными расходами 540 *м³/ч* (ноябрь 1964 г.) и 600 *м³/ч* (январь 1965 г.). Более высокие притоки в эти шахты объясняются близостью их к р. Нейве и более высокой закарстованностью известняков в придолинной части.

В результате постоянного водоотлива на месторождении образовалась депрессионная воронка сравнительно небольшого размера. При понижении уровня в центре депрессии на 18—20 *м* радиус влияния ее в широтном направлении не превышал 300—400 *м*, а в меридиональном достиг 2,0—2,5 *км*, ограничившись р. Алапаихой на севере и р. Нейвой на юге, которые, пересекая закарстованные известняки вкрест простирания, подпитывают подземные воды.

На Зыряновском месторождении разработка руды до 1960 г. проводилась в шахтах 17 и 18, расположенных в 700 *м* одна от другой, но различных по степени водообильности. Шахта 17 расположена в 800 *м* от р. Нейвы, но река на этом участке имеет меридиональное направление, совпадающее с простиранием известняков. Поэтому фильтрация речной воды отсутствует, и приток в шахту составлял в среднем 30—45 *м³/ч* при понижении уровня на 13—15 *м*. В районе шахты 18 р. Нейва делает крутой поворот и ее излучина пересекает известняки в 450 *м* от шахты вкрест простирания их, что резко изменяет условия фильтрации воды, обусловливая повышение водопритоков до 240 *м³/ч* при понижении уровня воды на 22 *м*, а при расширении фронта работ на том же горизонте они достигали 400 *м³/ч*.

В настоящее время в связи с большими притоками подземных вод и отработкой многих рудных площадей эксплуатационные работы на Алапаевском и Зыряновском месторождениях прекращены.

Таблица 27

Химический состав шахтных и речных вод Алапаевской группы железорудных месторождений на январь 1958 г.

Место отбора проб	Анионы, *мг/л*			Катионы, *мг/л*			Формула Курлова
	HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Шахта „Поскотинская"	366	41	1,5	38	19	9	$M_{0,34}\frac{HCO_3\ 87\ SO_4\ 12}{Ca\ 71\ Mg\ 23}$
Шахта 17	214	8	1	33	16	15	$M_{0,2}\frac{HCO_3\ 95}{Ca\ 45\ Mg\ 36\ (Na+K)\ 18}$
Шахта 18	299	15	3	75	15	6	$M_{0,24}\frac{HCO_3\ 92}{Ca\ 71\ Mg\ 24}$
Река Нейва	213	49	8	50	24	8	$M_{0,25}\frac{HCO_3\ 73\ SO_4\ 21}{Ca\ 52\ Mg\ 40}$

Химический состав шахтных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией до 0,4 *г/л* при общей жесткости от 4 до 6 *мг-экв*, реже до 7,5 *мг-экв* (табл. 27).

4. Месторождения бакальского типа

Бакальская группа железорудных месторождений находится в пределах Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале, близ его водораздельной части, характеризующейся горным резко пересеченным рельефом. Высокие горы с абсолютными отметками 863 *м* (Буландиха) и 946 *м* (Шуйда) преимущественно северо-восточного простирания чередуются здесь с глубокими плоскими долинами с отметками 450—500 *м* нередко заболоченными. Больших рек в районе месторождений нет, хотя сеть горных ручьев и речек довольно густая с характерными для них резкими колебаниями расхода по сезонам года: р. Бакал от 0,03 $м^3/сек$ в декабре до 3,5 $м^3/сек$ в паводок, а р. Буланка соответственно от 0,03 до 6,45 $м^3/сек$.

Бакальский железорудный район включает около 20 отдельных месторождений, занимающих преимущественно водораздельные пространства. По географическому и геологическому признакам они объединены в три группы: Буландихинскую, Иркусканскую и Шуйдинскую.

Рудные тела этих месторождений имеют в основном пластообразную форму протяженностью по простиранию от нескольких сотен метров до 1500—2500 *м*. Мощность их 40—80 *м*, развиты на глубину от первых метров до 400—600 *м*. Приурочены они к верхней (рудной) толще бакальской свиты верхнего протерозоя, представленной переслаиванием доломитов, известняков и различного вида сланцев (с залежами сидеритовых руд) общей мощностью от 700 до 1200 *м*. Подстилается эта толща безрудной толщей бакальской свиты, сложенной сланцами и песчаниками, а перекрывается кварцитами и кварцито-песчаниками зигальгинской свиты мощностью 150—200 *м* и сланцево-песчаной толщей зигазино-комаровской свиты. С поверхности протерозойские породы прикрыты элювиально-делювиальными песчано-глинистыми отложениями и каменистыми осыпями кварцитов, мощность которых увеличивается от водоразделов к межгорным долинам, где она достигает 40—60 *м* реже 80 *м*.

В структурном отношении протерозойская толща осадочных и метаморфических пород собрана в крупные складки северо-восточного простирания, осложненные более мелкой складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями типа сбросов и надвигов с крутопадающими плоскостями смещений протяженностью до 1,5—2 *км*. Почти все Бакальские железорудные месторождения приурочены к мелким антиклинальным складкам крупной Бакальской синклинали и расположены в основном на склонах горных хребтов, покрытых каменистыми осыпями, которые вследствие высокой фильтрационной способности не задерживают воду, стекающую с вершин, а легко пропускают ее в глубокие части долины, обусловив слабую обводненность месторождений, характерную для типа А с, простыми гидрогеологическими условиями.

Подземные воды приурочены здесь к трем литологически разнородным толщам: элювиально-делювиальным отложениям, заключающим пластово-поровые воды; кварцитам и кварцито-песчаникам зигальгинской свиты, заключающим трещинные и трещинно-жильные воды, и сланцево-карбонатной толще бакальской свиты, заключающей трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды. Все эти воды, образуя самостоятельные водоносные горизонты и комплексы, в значительной мере взаимосвязаны между собой, но обладают различной водоносностью, что обусловливает соответственно различную обводненность месторождений. Основным источником обводнения их являются

трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды, развитые соответственно до глубины 100—200 *м*, которые дают повышенные водопритоки в горные выработки по сравнению с трещинными водами, развитыми преимущественно до 40—70 *м*.

Пластово-поровые воды развиты неповсеместно, часто носят характер верховодки, обладают свободным уровнем и только при экранирующем влиянии глинистых отложений обладают небольшим напором, обеспечивая самоизлив воды из скважин с дебитом от долей до 2,5 *л/сек*. Водообильность горизонта неравномерна и зависит от гранулометрического состава водовмещающих пород, их мощности и геоморфологического положения. Максимальной величины она достигает в пониженных участках рельефа при наличии наиболее мощной толщи каменистой осыпи кварцитов, где дебит скважин достигает 2 *л/сек* при понижении уровня на 7 *м* и дебит родников до 5 *л/сек* и минимальной — на повышенных участках, где нередко покровные отложения совершенно безводны.

Трещинные воды кварцитов и кварцито-песчаников зигальгинской свиты большей частью безнапорные и залегают на глубине от 2—3 до 12 *м*, реже выходят на дневную поверхность в виде малодебитных родников, а трещинно-жильные имеют напорный характер, обусловив фонтанирование скважин с дебитом до 2—5 *л/сек*, реже 8—14 *л/сек*. Дебиты скважин в пределах развития трещинных вод обычно не превышают 0,2—0,3 *л/сек*.

Водоносный комплекс трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод бакальской свиты наиболее водообилен. Характерной особенностью его является наличие среди безнапорных трещинных вод сланцевой толщи субартезианских бассейнов трещинно-карстовых вод в карбонатных породах, занимающих пониженное гипсометрическое положение в рельефе, в которых формируются воды с величиной напора до 20—30 *м*, что обусловливает фонтанирование скважин при их вскрытии с дебитом до 10 *л/сек*, реже 25 *л/сек*. Приурочены они к синклинальным микроскладкам — мульдам площадью до 10—20 *км*^{2}, развитым на склонах гор Буландихи, Иркускан, Шуйда.

Менее водоносна сланцевая толща, характеризующаяся тонкой волосной трещиноватостью, трещинные воды которой, обладая свободным уровнем, залегают на глубине до 20—25 *м* и подвержены сезонным колебаниям с амплитудой от 5 до 22 *м*. При вскрытии их Гаевским карьером на руднике Иркускан водоприток в него при глубине 2,5 *м* изменялся от 1,4 до 14 *м*^{3}/*ч* при среднем коэффициенте фильтрации по данным водоотлива 0,15 *м/сутки*. Наиболее высокая водообильность ее в зонах разломов, где дебит скважин от 2 до 20 *л/сек* и более. Одна из них эксплуатируется с 1934 г. по настоящее время для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

При эксплуатации месторождений Буландихинской группы общий водоотбор из сланцево-карбонатной толщи в 1957 г. колебался от 45 до 187 *м*^{3}/*ч* в зависимости от сезона. Средние водопритоки в карьеры, расположенные на склоне горы Буландихи, на отметках 725—760 *м*, составляли от 5—6 до 12—30 *м*^{3}/*ч*. В паводок они увеличиваются до 40—50 *м*^{3}/*ч*.

Наиболее обводненным является «Объединенное» месторождение, которое разрабатывается шахтами им. Ленина и «Бакальчик», расположенными на северо-западном склоне горы Буландихи, в пределах развития известняков. Стволы их расположены на расстоянии 1,2 *км* друг от друга и имеют абсолютные отметки устья соответственно 639 и 686 *м*. Обе шахты находятся в одной области питания и при откачке взаимно влияют друг на друга. Горизонт +560 *м* шахты им. Ленина является

дренажным для всего карбонатного горизонта северо-западного склона горы Буландихи. Среднемноголетний суммарный водоотлив их (1951—1962 гг.), по данным Г. В. Денисовой, составляет 107 *м*³/*ч* при среднегодовом от 32 до 186 *м*³/*ч*, минимальном 7 *м*³/*ч* и максимальном 345 *м*³/*ч*.

Водопритоки обычно отличаются постоянством в течение года, исключая периоды паводков, когда они возрастают в четыре-пять раз. Особенно интенсивно возрастают весной притоки в шахту им. Ленина. Это вызвано тем, что выше шахты расположен уже отработанный до горизонта +640 *м* карьер Объединенного рудника, который является участком сбора атмосферных осадков и проводником их в карбонатные породы, создавая дополнительное обводнение выработок шахты им. Ленина.

Отдельные кратковременные прорывы подземных вод из вскрываемых карстовых полостей для района нехарактерны, хотя и имеют место на некоторых горизонтах. Так, например, на шахте «Бакальчик» в 1951 г. при проходке штрека на горизонте +585 *м* произошел прорыв воды из карстовой полости с расходом 180—216 *м*³/*ч*, однако уже через сутки он сократился до 36 *м*³/*ч*. Аналогичные прорывы с расходом до 250 *м*³/*ч* наблюдались весной и осенью 1953 г.

Дальнейшая эксплуатация бакальских рудников в гидрогеологическом отношении также, по-видимому, будет производиться без затруднений.

Химический состав шахтных вод сланцево-карбонатной толщи гидрокарбонатный при смешанном катионном составе с минерализацией от 0,15 до 0,32 *г*/*л* при общей жесткости до 2 *мг-экв*.

Наиболее распространенный солевой состав воды представляется формулой

$$M_{0,25}\,\frac{HCO_3\,78}{(Na+K)\,35\;Mg\,34\;Ca\,31}.$$

В кварцитах зигальгинской свиты подземные воды обладают преимущественно хлоридно-гидрокарбонатным натриево-кальциево-магниевым составом при ультрапресной минерализации

Марганцевые месторождения

СЕВЕРО-УРАЛЬСКИЙ МАРГАНЦЕВЫЙ БАССЕЙН

Месторождения марганцевых руд расположены на севере Свердловской области в виде отдельных пластовых залежей в рудоносной толще мезо-кайнозоя, которая прослеживается неширокой полосой вдоль восточных выходов палеозойских вулканогенных пород от р. Талицы на севере до р. Каквы на юге общей протяженностью около 200 *км*. Ширина разведанной полосы в среднем 600—800 *м*, западная граница ее ограничивается выходами палеогеновых отложений, восточная пока не установлена. В рельефе района месторождений ярко выражены две меридиональные зоны: западная — увалистая, соответствующая горному Уралу с абсолютными отметками поверхности около 200 *м*, и восточная, низменная равнина Зауралья с абсолютной высотой 80—100 *м*. В широтном и субширотном направлениях этот район пересекают реки Лозьва, Сосьва, Ивдель и их многочисленные притоки, с отметками уреза воды около 91—92 *м*. Средний расход р. Лозьвы зимой 5—6 *м*³/*сек*, летом 40—50 *м*³/*сек*, соответствующие цифры для р. Ивдель 2,4—3,2 и 16—33 *м*³/*сек*.

По геологическому и тектоническому строениям, а также гидрогеологическим условиям северная часть рудного бассейна существенно отличается от южной. Граница между ними проходит примерно на широ-

те г. Ивделя. К северу от него расположены месторождения: Ивдельское, группа Березовских, Полуночное, Юркинское, Лозьвинское и Тыньинское (рис. 87). К южной группе относятся Южно-Ивдельское, Екатерининское, Колинское и Марсятское.

Рудный пласт в пределах этих месторождений приурочен к основанию палеогеновых отложений, представленных диатомитами или бейделлитовыми аргиллитами. Подстилают его в северной части бассейна монтмориллонитовые аргиллиты сантона, а в южной глинистые алевриты и пески верхнего и нижнего мела. На севере в западной части района рудный пласт образует антиклинальную складку с более пологим западным и очень крутым восточным крылом, которое резко погружается на глубину до 150—200 *м*, а затем выполаживается до 5—10°. Участками купольная часть рудного пласта выходит на поверхность под покров делювиальных отложений. В южной части марганцевого бассейна рудный горизонт залегает без видимых нарушений с падением на восток под углом до 5°. Средняя глубина залегания руды на южных месторождениях 150 *м*.

Гидрогеологические условия месторождений в пределах северной части определяются тектоническим строением, а на юге — наличием в подошве рудного пласта меловых водоносных песков.

Рассматривая тектонику рудного района как определяющий фактор обводненности месторождений, следует отметить специфический характер его, связанный с пострудными дизъюнктивными нарушениями, наиболее интенсивно проявившимися на Северном Урале в конце неогена и начале четвертичного периода. Основное тектоническое нарушение в районе марганцевого бассейна проходит по западной окраине месторождений и проявляется в рельефе в виде «Палеозойского уступа». Западная часть палеозойского фундамента всей тектонической зоны является взброшенной и надвинутой на восточную под углом от нескольких градусов до 80—90°. В результате этого взбросо-надвига, впервые установленного на Полуночном руднике, под сильно разрушенными и трещиноватыми порфиритами девона оказались породы мезо-кайнозоя, которые на большей глубине залегают на ненарушенном палеозойском фундаменте (рис. 88). Палеозойские породы опущенной части, погруженные под мезо-кайнозойские отложения, также имеют нарушения в виде сбросов, параллельных главному нарушению. Амплитуда их различна и изменяется от 10—25 *м* (Южно-Березовское месторождение) до 100—150 *м* (Лозьвинское месторождение). В южной части района характер тектонических нарушений несколько иной: смещение отдельных блоков палеозойского основания происходило в основном по плоскостям, близким к вертикальным, в результате чего в рельефе палеозойского фундамента отмечается наличие тектонических депрессий (Марсятское месторождение, см. рис. 86).

В соответствии с геологическим и тектоническим строением рудного района основным источником обводнения месторождений являются трещинно-жильные воды тектонических нарушений палеозойского фундамента на севере и пластово-поровые воды рыхлых мезо-кайнозойских отложений на юге и участками трещинно-карстовые воды известняков, подстилающих рудоносную толщу. Приурочены они к пяти основным водоносным горизонтам: четвертичному (надрудному), нижнеэоценовому (рудному) и подрудным: верхнемеловому, нижнемеловому и палеозойскому. Вследствие сложного геолого-тектонического строения района, обеспечившего непосредственное соприкосновение отдельных горизонтов между собой, все они гидравлически взаимосвязаны и обладают напорным уровнем, за исключением четвертичного, преимущественно безнапорного.

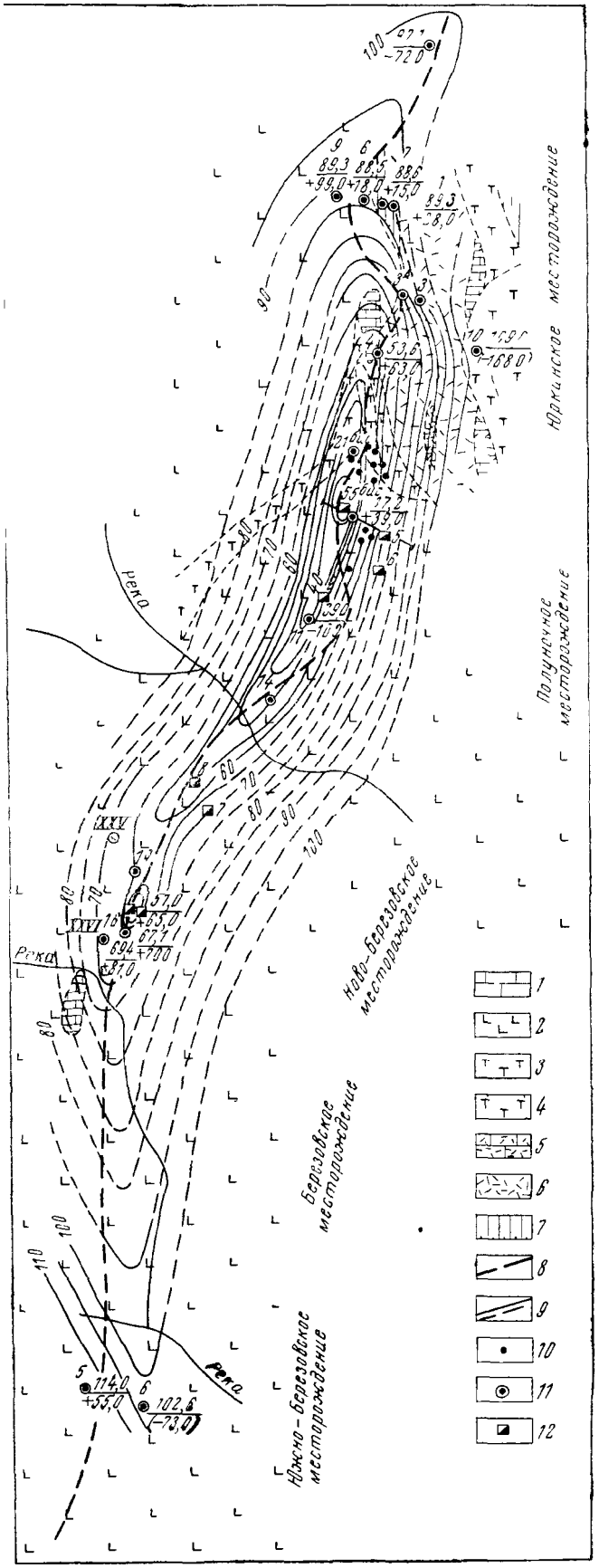


Рис. 87. Карта гидроизопьез водоносного комплекса зон трещиноватости вулканогенно-осадочных пород по Северной группе марганцевых месторождений: Юркинскому, Полуночному и Березовскнм. По Н. С. Шабалиной

1 — известняки, *2* — порфириты, реже диабазы, *3* — туфы порфиритов, *4* — туфопесчаники, *5* — кварц карбонатные породы, *6* — порфиры кварцевые, *7* — песчаники полимиктовые *8* — линия тектонического нарушения, *9* — гидроизопьезы зимней межени 1957 г; *10* — дренажные скважины для осушения аллювиальных отложений, *11* — гидрогеологические и дренажные скважины для осушений палеозойского водоносного комплекса, цифры — абсолютные отметки в числителе — уровни подземных вод, в знаменателе — кровли палеозойских пород; *12* — шахты

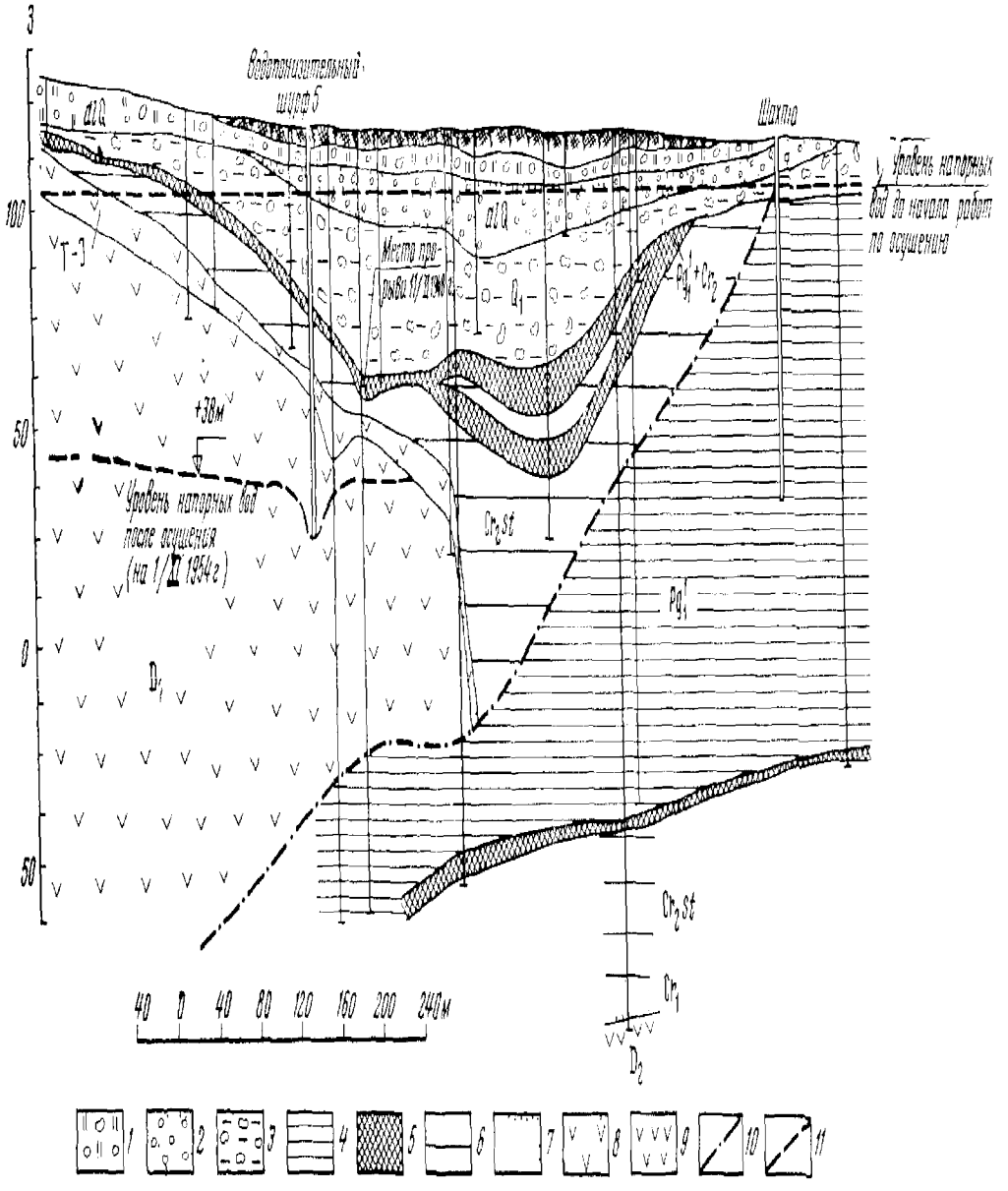


Рис 88 Гидрогеологический разрез Полуночного месторождения (в районе прорыва подземных вод). По Н С Шабалиной

1 делювиальные бурые суглинки, 2—песок аллювиальный, 3—глина с валунами и обломками порфирита, 4—диатомиты и опоковидные глины, 5—руда марганцевая, 6—аргиллит, 7—пески, 8—плитчатая кора выветривания порфиритов и их туфов, 9—порфириты и их туфы, 10—линия тектонического нарушения, 11—пьезометрический уровень подземных вод

Водоносный горизонт четвертичных отложений приурочен к аллювиальным пескам и «валунчатой толще», представленной песчаными глинами с очень большим количеством обломков палеозойских пород, которая существенного влияния на обводненность месторождения не оказывает ввиду малой водоносности. Наиболее водообильны аллювиальные пески, залегающие иногда непосредственно в кровле рудной залежи, на глубине до 10 *м* мощностью 25—30 *м*. В начальный период разработки рудной залежи на Полуночном руднике они осушались специальными дренажными скважинами с суммарным расходом около 70—90 $м^3/ч$, а в отдельные периоды до 249 $м^3/ч$, при понижении уровня до 20 *м*. После сработки статических запасов расход скважин снизился до 13—20 $м^3/ч$.

Рудный (нижнеэоценовый) водоносный горизонт, характеризующийся небольшой мощностью и глинистым составом водовмещающих пород, обладает небольшой водообильностью или полной безводностью. Повышенная обводненность отмечается только на участках соприкосновения его с другими более водообильными породами. Водоприток в шахты 5 и 6 Полуночного рудника на горизонте 32—42 *м* не превышал 50 $м^3/ч$, а в дальнейшем уменьшился до 34 $м^3/ч$. На шахте «Южная» Ново-Березовского месторождения водоприток изменялся от 14 до 40 $м^3/ч$, по мере увеличения длины штрека, достигающего 500 *м*, а затем сократился до 3—5 $м^3/ч$.

Верхнемеловой водоносный горизонт, приуроченный к глауконит-кварцевым и кварцевым алевритам сантона и сеномана, развит в основном в южной части рудоносной зоны, непосредственно под рудным пластом мощностью от 25 до 60 *м*, и обладает гидростатическим напором от 70—90 *м* на западе до 170—180 *м* на востоке месторождений. Водоносность его небольшая, но водовмещающие породы, обладающие плывунными свойствами, затрудняют условия ведения горных работ.

Нижнемеловой водоносный горизонт, приуроченный к кварц-слюдистым мелко- и разнозернистым пескам апта и неокома, развит также преимущественно в южной части рудоносной полосы. На севере он маломощен (до 5—6 *м*) и отделен от рудоносного пласта водоупорной толщей мощностью до 50—60 *м*. На месторождениях Южной группы мощность его достигает 40—48 *м*, а водоупорная толща, отделяющая его от рудного пласта, соответственно сокращается до 15—20 *м*. Участками рудный пласт залегает непосредственно на водоносных песках. Последние обладают большим гидростатическим напором, до 100 *м*, и представляют серьезную опасность при эксплуатационных работах, так как непосредственное осушение песков-плывунов практически почти невозможно. Например, при разработке Марсятского месторождения вода из подрудных песков затопила наклонную шахту 10, причем водоприток в начальный период достигал 2000 $м^3/ч$, но постепенно снижался, составляя в среднем около 500 $м^3/ч$.

Разведочными работами установлено, что наиболее эффективный способ осушения таких песков возможен только через нижележащий водоносный горизонт преимущественно трещинно-карстовый.

Палеозойский водоносный горизонт обводняет в основном северную группу месторождений, расположенных в пределах регионального тектонического разлома, заключающего трещинно-жильные воды в раздробленной зоне порфиритов и их туфов и трещинно-карстовые воды в известняках. Здесь во фронтальной части надвига сосредоточены значительные запасы подземных вод, в основном стекающих с западных возвышенных областей. При глубоком искусственном дренаже проис-

ходит частичное восполнение за счет речных вод. В восточном, опущенном блоке, погребенном под мезо-кайнозойские отложения, вулканогенные породы практически безводны или слабоводоносны, с удельными дебитами скважин, исчисляемыми сотыми долями литра в секунду. Только известняки обладают здесь более значительной водоносностью с удельными дебитами скважин до 1—2 *л/сек*. Протяженность зоны максимального обводнения пород в меридиональном направлении очень велика и уходит за пределы марганцевого бассейна. Ширина ее не превышает 0,5—0,6 *км*. Удельные дебиты скважин в раздробленных сильно трещиноватых порфиритах и их туфах надвинутой части достигают 10—11,0 *л/сек*, а в известняках от 8—10 до 19—25 *л/сек*.

На Полуночном руднике при разработке рудной залежи вблизи обводненной зоны в 1948 г. произошел прорыв подземных вод этого горизонта в очистные выработки. Водоприток первоначально достигал 8—10 тыс. $м^3/ч$, а уровень подземных вод после прорыва установился на горизонте около 100 *м*. Для осушения горных выработок и дальнейшего продолжения добычных работ в пределах обводненной зоны месторождения в 1949 г. была заложена серия дренажных скважин и шурфов, которая функционирует по настоящее время. Для снижения уровня подземных вод до горизонта разработки рудного пласта на отметках 30—40 *м* в течение 1949—1951 гг. из дренажных выработок откачивалось в среднем 400 $м^3/ч$ воды, а в отдельные периоды водоотлив достигал 624 $м^3/ч$. При дальнейшей эксплуатации рудника на этой глубине средний водоотлив по дренажным выработкам сократился до 300 $м^3/ч$, а в 1963 г.— до 190 $м^3/ч$. Уровень подземных вод при этом поддерживается на абсолютной отметке 35,5 *м*, что создает тяжелые условия эксплуатации рудника, где добыча руды производится на горизонте 10 *м*. В связи с наличием остаточного напора и в целях предупреждения прорыва на горизонте 10 *м* оставлен предохранительный целик между рудным пластом и зоной тектонически нарушенных порфиритов.

Депрессионная воронка, образовавшаяся в течение многолетнего рудничного водоотлива, вытянута строго в меридиональном направлении по простиранию разлома на 7,5—8,0 *км* при ширине 0,5—0,6 *км* и замыкается в слабоводопроницаемых породах (см. рис. 87).

На месторождениях Южной группы: Южно-Ивдельском, Екатерининском и Колинском проведена только предварительная разведка,

Таблица 28

Химический состав шахтных вод Северо-Уральского марганцевого бассейна

Место отбора пробы	Анионы, *мг/л*			Катионы, *мг/л*			Формула Курлова
	HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Шахта 6	189	16	10	31	16	19	$M_{0,28}\frac{HCO_3\,83}{Ca\,41\ Mg\,36\ (Na+K)\,22}$
» 5	202	15	14	33	15	26	$M_{0,31}\frac{HCO_3\,82}{Ca\,41\ Mg\,31\ (Na+K)\,28}$
» 1	227	307	21	106	45	34	$M_{0,74}\frac{SO_4\,60\ HCO_3\,35}{Ca\,62\ Mg\,34\ (Na+K)\,14}$
Шурф шахты 5—6	175	18	11	52	10	3	$M_{0,27}\frac{HCO_3\,83}{Ca\,74\ Mg\,22}$

в процессе которой установлено, что рудный пласт в этой части бассейна повсюду залегает непосредственно на водоносных алевритах, осушение которых пока невозможно из-за плывунных свойств.

Химический состав шахтных вод Северной группы месторождений гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,1 до 0,4 *г/л* при общей жесткости от 2 до 5 *мг-экв*, реже сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией до 0,75 *г/л* при жесткости до 9 *мг-экв* (табл. 28).

Подземные воды Южной группы месторождений по химическому составу довольно близки описанным шахтным водам северных месторождений, но среди них нередко встречаются гидрокарбонатные магниево-кальциевые, магниево-натриевые и натриево-магниевые воды Минерализация их обычно не превышает 0,4 *г/л* при жесткости от 1 до 4 *мг-экв*.

2. ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Меднорудные месторождения

Бо́льшая часть меднорудных месторождений Урала приурочена к зеленокаменной полосе Тагило-Магнитогорского прогиба, где выделяются две металлогенические зоны: главная — Дегтярская, расположенная на западном крыле прогиба, и восточная — Красноуральская, в пределах восточного крыла. К Восточно-Уральскому поднятию приурочено несколько обособленное от других Пышминско-Ключевское медно-кобальтовое месторождение

Месторождение медных руд в подавляющем большинстве относится к колчеданному типу, оруденение которых наблюдается в окварцованных и серицитизированных вулканогенно-осадочных породах силуро-девонского возраста. Значительно меньшее распространение имеют руды скарнового типа (медистые магнетиты), к числу их относятся месторождения Турьинского и Гумешевского рудных полей

1. Медноколчеданные месторождения

ДЕГТЯРСКАЯ ЗОНА

Дегтярская металлогеническая зона простирается в меридиональном направлении вдоль всего восточного склона Урала Сложена она разнообразными по составу эффузивными и осадочно-метаморфическими породами (зеленокаменная толща), к которым приурочены медноколчеданные месторождения. По геолого-структурным и географическим признакам они объединяются в группы (с севера на юг)· Кабанскую, им III Интернационала, Левихинскую, Калатинскую и Карабашскую. Собственно Дегтярское месторождение представлено единым рудным телом большой протяженности.

Все месторождения Дегтярской зоны расположены в весьма сходных орографических условиях и характеризуются единым геологическим положением в разрезе зеленокаменной толщи, что позволяет дать общую характеристику указанных групп в основных чертах, а затем перейти к детализации особенностей гидрогеологических условий каждой из них.

В рельефе Дегтярская рудоносная зона занимает преимущественно пониженное положение, размещаясь в пределах увалистой полосы восточного склона Урала с абсолютными отметками от 200—230 до 310—320 *м*. На западе она оконтуривается цепью гор и возвышенностей меридионального направления с абсолютными высотами от 380—

490 *м* на севере до 645—660 *м* на юге, сложенных магматическими породами. На востоке она граничит с несколько приподнятой мелкосопочной областью с относительным превышением отдельных холмов над окружающей местностью на 20—40 *м*.

В геологическом отношении оруденение приурочено к зоне интенсивного рассланцевания и гидротермального изменения пород осадочно-вулканогенной толщи и представлено отдельными рудными телами, прожилками и вкрапленностью. Подстилаются рудные тела нижнесилурийскими порфиритами, порфиритоидами с прослоями известняков, сильно разрушенными и измененными.

Породы висячего бока представлены преимущественно различными сланцами: кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, кремнистыми мощностью от 10—15 до 100—150 *м*. И только для месторождений Карабашской группы подстилающими являются порфириты и их туфы нижнего девона, а рудные тела приурочены к низам среднего девона, представленным порфиритами с прослоями кремнистых сланцев, песчаников и мраморизованных известняков.

Рудные залежи и вмещающие их толщи собраны в складки субмеридионального простирания и нередко осложнены дизъюнктивными тектоническими нарушениями субмеридионального и субширотного направлений, которые фиксируются зонами смятий, дробления, зонами измененных пород и ступенчатыми смещениями маркирующих горизонтов.

Обводненность месторождений, как правило, небольшая, средние водопритоки в шахты не превышают 40—60 $м^3/ч$. Исключение составляет собственно Дегтярское месторождение, где водопритоки достигают 290 $м^3/ч$, что объясняется наличием в геологическом разрезе толщи закарстованных мраморизованных известняков. Максимальные притоки подземных вод наблюдаются на месторождениях с блоковой тектоникой, где зоны разломов являются проводниками поверхностных вод. Горнотехнические условия эксплуатации месторождений осложнены наличием в контакте с рудными залежами кварц-серицитовых сланцев, которые при вскрытии в случае насыщения их водой образуют крупные прорывы плывунов.

Кабанская группа месторождений является самой северной в Дегтярской зоне и располагается преимущественно на водоразделе рек Большой и Малой Именной, р. Черной с глубоко врезанными, до 70—120 *м*, долинами. Рудные тела залегают в виде линз мощностью 2—17 *м* на глубине от нескольких до 130—170 *м* и приурочены к контакту порфиритов, слагающих лежачий бок с метаморфическими образованиями, развитыми в висячем боку.

Гидрогеологические условия месторождений этой группы простые (тип А). Обводненность их связана в основном с трещинными водами, развитыми до глубины 20—25 *м* при свободном уровне, залегающем на 14—17 *м*, реже трещинно-жильными водами, развитыми до глубины 100 *м* и более. В целом обводненность трещинной зоны незначительна, питание происходит исключительно за счет атмосферных осадков, что и предопределило незначительные водопритоки в горные выработки, которые увеличиваются от 1,0 до 30 $м^3/ч$ по мере углубки шахт до 120 *м*.

При дальнейшем углублении их притоки, возможно, возрастут до 50—70 $м^3/ч$, но большие величины маловероятны.

Горнотехнические условия эксплуатации месторождений осложняют кварц-серицитовые сланцы, развитые в висячем боку рудных тел, которые способствуют образованию плывунов.

Группа месторождений им. III Интернационала объединяет месторождения: им. III Интернационала, Ольховское и Северо-Ольховское, расположенные по берегам небольшой рч. Ольховки (приток р. Тагила). Расход ее в зимнюю межень составляет 0,03—0,05 $м^3/сек$ и увеличивается в период паводка до 0,2—0,3 $м^3/сек$.

На месторождении им. III Интернационала рудные тела представлены отдельными залежами серного колчедана мощностью 30—50 *м*, протяженностью в меридиональном направлении от 200—250 до 850 *м*, прослеженные до глубины 300—400 *м*. Ольховское и Северо-Ольховское месторождения представлены несколькими рудными телами, которые прослеживаются по простиранию на 200—290 *м* и по падению до глубины 350—450 *м*. Породы лежачего бока этих месторождений представлены порфиритоидами с прослоями известняков, а в висячем боку развиты альбитовые порфироиды с прослоями кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев. Вся эта толща вместе с рудными телами пересечена дайками диабазов и разбита различными тектоническими нарушениями со смещением рудных тел на 10—15 *м* в широтном направлении. Зоны тектонических нарушений выполнены плотной глинистой «брекчией трения».

Гидрогеологические условия месторождений довольно простые, характерные для типа «А». Обводненность их в основном обусловлена наличием трещинных и трещинно-жильных вод, которые залегают в естественных условиях на глубине от 0 до 20—23 *м* и питаются исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков через рыхлые покровные отложения.

Трещинные воды развиты повсеместно до глубины 20 *м*, реже 35—40 *м*. Водообильность трещинной зоны выветривания небольшая, особенно в сланцевой толще, где трещины выполнены глиной. Водоприток в шахту «Северная» глубиной 50 *м* не превышал 0,5 $м^3/ч$ при понижении уровня 13,2 *м*. Коэффициент фильтрации по данным шахтного водоотлива для толщи слаботрещиноватых порфиритоидов с прослоями кварц-серицитовых сланцев составляет всего 0,02 *м/сутки*. Более значительную роль в обводнении рудников играют трещинно-жильные воды тектонических разломов, развитые среди рудовмещающих пород до глубины 500 *м* и иногда более. При вскрытии их скважинами наблюдается фонтанирование последних с высотой напора над поверхностью земли до 5 *м*. Однако статические запасы трещинно-жильных вод невелики и больших водопритоков в горные выработки не дают.

В начальный период вскрытия месторождений притоки воды формируются за счет трещинных вод зоны выветривания. По мере сработки их водопритоки резко сокращаются и поступление воды часто носит только характер капежа по тектоническим трещинам. Наиболее глубокие горизонты шахт (свыше 200 *м*), как правило, почти сухие, водопритоки не превышают 0,4—0,5 $м^3/ч$ на каждые 100 *м* длины горных выработок.

На месторождении им. III Интернационала, эксплуатируемом с 1928 г., водоотлив производится через ствол шахты «Капитальная» и в настоящее время при глубине разработок 335—395 *м* составляет 90—100 $м^3/ч$. Максимально обводненным является висячий бок месторождения, приуроченный к контакту кварц-серицитовых сланцев с альбитофирами. Здесь в интервале 275—335 *м* был отмечен прорыв воды и разжиженной глины с расходом 130 $м^3/ч$, вызванный фильтрацией воды из рч. Ольховки через зону обрушения. В результате постоянного водоотлива на руднике образовалась значительная депрессионная воронка, протяженностью около 4 *км* в меридиональ-

ном направлении. Динамический уровень на шахтных водоотливах при этом находился на 35—40 *м* ниже уреза воды рек Тагила и Ольховки.

Химический состав подземных вод в зоне активной циркуляции преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, реже натриевый с минерализацией от 0,1 до 0,3 *г/л*, реже до 0,7 *г/л*, при общей жесткости от 0,5 до 8 *мг-экв*. В процессе отработки месторождений создаются условия интенсивного окисления сульфидов и образования кислых (pH=2,5) высокоминерализованных рудничных вод, как это отмечается на месторождении им. III Интернационала (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав рудничных вод месторождения им. III Интернационала

Наименование горных выработок	Сухой остаток, *мг/л*	Химические компоненты, *мг/л*								Жесткость, *мг-экв*
		Na+K	Ca	Mg	Fe	Cu	Zn	SO_4	Cl	
Шахта им. XV годовщины Октября	4 080		457	76		11,7		2401	7	29
Шахта „Капитальная"	13 058	388	494	160	1570	270	1007	7987	529	37

Осложнения при эксплуатации месторождений связаны в основном с наличием в висячем боку толщи кварц-серицитовых сланцев, которые при вскрытии приобретают свойства плывунов и образуют внезапные прорывы воды в подземные выработки, сопровождающиеся выносом пульпообразной массы, где твердые частицы представлены кварц-серицитовыми сланцами. При описанном ранее прорыве выброс подобной массы заполнил несколько горных выработок.

Левихинская группа объединяет четыре месторождения: Левихинское, Шайтанское, Карпушихинское и Пьянко-Ломовское, расположенные в глубокой межгорной впадине субмеридионального простирания, по которой протекает р. Тагил с расходом 3,3 $м^3/сек$ и субширотные притоки ее: Левиха 1 и 2, Осиновка, Вагановка, Аблей, Шайтанка, Слоновка и др. Все месторождения Левихинского рудного поля приурочены к зонам интенсивного рассланцевания пород. Длина рудных тел и зон оруденения по простиранию колеблется в пределах 110—430 *м*, редко достигает 580 *м*, при глубине распространения до 300—340 *м*. Только Пьянко-Ломовское месторождение состоит из большого количества рудных тел, залегающих в 30—40 *м* от поверхности в южной части района и на глубине 400—450 *м* на севере. Общая длина рудной зоны здесь достигает 1800 *м*.

Эксплуатация месторождений Левихинской группы ведется подземным способом, причем к настоящему времени верхние горизонты рудных тел до глубины 136—144 *м*, а на отдельных участках до 270—285 *м* выработаны. Полностью отработано Карпушихинское месторождение, эксплуатируется Пьянко-Ломовское, а Ново-Шайтанское находится в стадии подготовки к эксплуатации.

Гидрогеологические условия месторождений Левихинской группы аналогичны ранее описанным медноколчеданным месторождениям, расположенным в пределах зеленокаменной толщи. Водопритоки в горные выработки формируются здесь за счет трещинных вод зоны выветривания, трещинно-жильных вод тектонических разломов и литологических контактов. Пластово-поровые воды рыхлых аллювиальных

и элювиально-делювиальных отложений носят в основном транзитный характер, фильтруясь в нижележащий палеозойский горизонт, и в обводнении горных выработок не участвуют.

Водоносность трещинной зоны палеозойских пород незначительна ввиду малой мощности ее, прослеженной до 50—80 *м*, реже 100 *м*, и низкими фильтрационными свойствами водовмещающих пород. Удельные дебиты скважин в ней исчисляются десятыми и сотыми долями литра в секунду, а водопритоки в некоторые шахты Левихинского месторождения в начальный период эксплуатации при глубине 52—72 *м* достигали 20—40 $м^3/ч$, а позднее при более глубоком дренаже сокращались до 2—6 $м^3/ч$. В основном водопритоки на Левихинском, Карпушихинском и Пьянко-Ломовском рудниках на глубоких горизонтах, как правило, небольшие и редко достигают 20—30 $м^3/ч$. Бóльшая часть горных выработок Левихинского месторождения обводняется за счет трещинно-жильных вод, развитых до глубины 120—200 *м*, реже 400 *м*. Наиболее концентрированные выходы их отмечаются в местах пересечения широтных и меридиональных разломов.

Нередко в горных выработках наблюдается капеж или зоны повышенного увлажнения пород, приуроченные к дайкам порфиритов или альбитофиров, а также к контактам этих пород и линз рудовмещающих пород.

Увеличение притоков воды на отдельных участках, а также внезапные прорывы подземных вод очень редки и нехарактерны для месторождений. Размер увеличенных притоков и прорывов по сравнению с другими рудниками небольшой и обычно не превышает 16—40 $м^3/ч$. Наиболее крупный прорыв воды на руднике с расходом 60 $м^3/ч$ отмечался лишь один раз, на глубине 154 *м* из дайки порфиритов, но через 15 дней водоприток снизился до обычного.

В целом суммарный приток по отдельным шахтам по наблюдению ряда лет колеблется в пределах 20—100 $м^3/ч$, а по руднику обычно не превышает 200 $м^3/ч$ при общей протяженности горных выработок около 20 *км*.

По химическому составу подземные воды Левихинских месторождений подразделяются на две группы: пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,3 *г/л*, циркулирующие в верхней наиболее трещиноватой зоне выветривания в условиях активного водообмена, и высокоминерализованные сульфатно-натриевые воды, развитые на глубоких горизонтах в зоне затрудненного водообмена, где подземные воды, соприкасаясь с рудными залежами, обогащаются сульфатами, медью, цинком, железом и другими компонентами, а также приобретают жесткость до 80 *мг-экв*. Содержание свободной серной кислоты в них от 0,15 до 0,45 *г/л*. Причем содержание этих компонентов увеличивается с глубиной и по мере увеличения продолжительности эксплуатации горных выработок. Наиболее высокая минерализация кислых рудничных вод отмечается по шахте «Левиха XII», где она достигает 32—36 *г/л*. Химический состав этих вод приводится в табл. 30.

Основная сложность ведения эксплуатационных работ на месторождениях Левихинской группы, так же как и для всей Дегтярской зоны, заключается в возникновении плывунов за счет насыщения водой кварц-серицитовых сланцев.

Некоторая опасность внезапных прорывов на месторождениях Левихинской группы создалась в настоящее время в связи с обрушением отработанных выработок и образованием значительных зон сдвижения, вытянутых в меридиональном направлении, которые достигают

Таблица 30

Химический состав кислых рудничных вод Левихинского месторождения меди
(по материалам Н. С. Деркача)

Наименование шахт и горизонтов	Сухой остаток, *г/л*	Химические компоненты, *мг/л*							
		Na+K	Ca	Mg	Fe	Cu	Zn	Al	SO_4	Cl
Левиха VII, горизонт, 85 *м*	1,2	—	84	38	86	125	—	—	816	55
Левиха, XII, горизонт 145 *м*	7,1	—	415	353	546	133	—	294	5 293	34
Левиха XII, горизонт 205 *м*	24,8	—	384	856	3516	214	—	1805	13 785	202
Левиха XII, горизонт 205 *м*	36,0	1045	938	735	4688	2548	1177	—	23 411	232

поверхности земли и способствуют проникновению поверхностных болотных вод.

Калатинская группа месторождений расположена восточнее Левихинской и приурочена к крыльям Кировградской антиклинали, сложенной эффузивными и метаморфическими породами нижнего силура, в ядре которой выступают ультраосновные породы Тагило-Невьянского массива, слагающие горные возвышенности с абсолютными отметками 450—554 *м*. В основании массива (в западной части его) проложила свое русло р. Тагил. На западном крыле Кировградской антиклинали, по контакту габбро-перидотитового массива с вмещающими породами, на правом берегу р. Тагила расположены Ежовское и Ново-Ежовское месторождения, на восточном крыле — Белореченское, Калатинское и им. XXII годовщины Октября. В пределах приконтактных рудоносных *эон широко развиты разрывные* почти вертикальные нарушения как меридионального, так и широтного простирания. Последние особенно широко распространены на Ежовских месторождениях. В горных выработках они фиксируются зонами интенсивного рассланцевания и дробления пород, наличием глины трения и выветривания, а также плывунных образований. Одна из таких зон, выполненная глинистым материалом, прослеживается вдоль Ежовского разлома до глубины 200 *м* при ширине ее от 25—30 до 60 *м*.

Оруденение месторождений представлено частично медьсодержащими глинами, а в основном отдельными рудными телами, небольшими линзами, простирающимися до 750 *м* в длину и уходящими на глубину до 800 *м*.

Гидрогеологические условия месторождений простые (тип А) и характеризуются развитием подземных вод, залегающих на глубине от 20 до 60 *м* в зависимости от рельефа. Преимущественным распространением среди них пользуются безнапорные трещинные воды, развитые в основном до 60 *м*, которые дают небольшие водопритоки, и напорные трещинно-жильные воды, образующие иногда кратковременные прорывы при вскрытии локальных трещинных зон, развитых до 120—170 *м*. Пластово-поровые воды четвертичных отложений не влияют на обводнение месторождений.

Водообильность пород различна, но в основном небольшая. Дебит скважин на Ново-Ежовском месторождении не превышает 1,0 *л/сек*, достигая 3—6 *л/сек* в тектонических разломах и контактах, при коэффициенте фильтрации соответственно от десятых долей до 4 *м/сутки*.

Водопритоки в шахту «Ивановская» Ежовского месторождения,

расположенную близ тектонического нарушения на правом берегу р. Тагила, достигали 80—100 *м*³/*ч* и весьма затруднили эксплуатацию месторождения, а в 1938 г. привели к консервации рудника. Не исключено, что повышенная водообильность в районе шахты «Ивановской» была связана с просачиванием воды р. Тагила через зону нарушения. При проходке шахты на Ново-Ежовском месторождении глубиной 250 *м* в удалении от основного тектонического нарушения водоприток не превышал 25 *м*³/*ч*, а на месторождении им. XXII годовщины Октября при глубине эксплуатации до 495 *м* он не превышал 30—50 *м*³/*ч*.

Минерализация рудничных вод здесь достигает 1,8 *г/л* при содержании меди от 35 до 77 *мг/л*, цинка 25—65 *мг/л*, железа 136—236 *мг/л*, серной кислоты 14—260 *мг/л*.

Горнотехнические условия эксплуатации, как и на всех других медноколчеданных месторождениях, осложняются наличием плывунов, образующихся из разрушенных, превращенных в глинистую массу тальк-хлоритовых и серицитовых сланцев.

Дегтярское медноколчеданное месторождение расположено в пределах глубокой заболоченной депрессии, вытянутой в субмеридиональном направлении. Западный борт ее представлен Ревдинским габбровым массивом, а восточный — гранитоидами Верх-Исетского массива. В пределах депрессии широко развиты небольшие озера и протекают многочисленные мелкие притоки р. Чусовой. В частности, вдоль рудного тела прорезала свое русло рч. Дегтярка со среднегодовым расходом около 0,3 *м*³/*ч*, несколько севернее рудника в нее впадает рч. Исток.

В структурном отношении Дегтярское месторождение приурочено к центральной наиболее суженной части Тагило-Магнитогорского прогиба, где особенно близко подходят друг к другу две смежные с ним структурные области — Центрально-Уральское поднятие с запада и Восточно-Уральское поднятие с востока.

Такое расположение обусловило сложное геологическое строение района, отличающееся тектонической напряженностью и глубоким метаморфизмом пород. Кроме сложных пликативных структур на месторождении отмечается ряд разрывных нарушений, из которых разломы меридионального направления отмечаются по западному контакту вмещающих пород с Ревдинским габбровым массивом и между породами лежачего бока и рудоносной свитой; широтный разлом установлен горными работами в северной части Дегтярского месторождения. Весьма многочисленны более мелкие нарушения типа сбросо-сдвигов, часто разрывающие рудную залежь на отдельные разобщенные блоки с амплитудой смещения до 10—15 *м*. Глубина распространения трещинной зоны прослежена горными работами до 300 *м* по наличию окисленных минералов.

Оруденение Дегтярского месторождения представляет собой медноколчеданную жилу, расширенную в центральной части и выклинивающуюся на флангах и на глубину, с восточным падением под углом 50—60°. Рудовмещающие породы представлены кварц-альбитовыми порфироидами (лежачий бок) и кварц-серицитовыми сланцами (висячий бок). Особенностью геологического строения Дегтярского месторождения является наличие в осадочно-вулканогенных и метаморфических рудовмещающих породах закарстованных мраморизованных известняков. Последние прослеживаются двумя меридиональными полосами шириной 200—300 *м*, чередующимися с рассланцованными серпентинитами. Гидрогеологические условия Дегтярского месторождения в отличие от других медноколчеданных месторождений Урала более сложные (тип Б). Ос-

новную роль в обводнении его играют трещинно-карстовые воды известняков, развитые наряду с трещинно-жильными водами некарстующихся пород. Пластово-поровые воды элювиально-делювиальных отложений, несмотря на повсеместное развитие, обладают незначительными запасами и в обводнении месторождения не участвуют. Аллювиальные и болотные осадки, представленные суглинками и глиной, являются водоупором и обычно изолируют нижележащие водоносные горизонты от влияния поверхностных вод.

Трещинные воды в породах висячего бока при проходке шахт и квершлагов из них к рудному телу обычно дают небольшие водопритоки — 6—8 $м^3/ч$, которые увеличиваются только при вскрытии трещинно-жильных вод на контакте рудного тела с порфироидами лежачего бока, разрушенными до состояния рыхлой песчано-глинистой массы и кварцевого песка. Последние являются коллектором подземных вод и при вскрытии дают значительные притоки воды в горные выработки. Кроме того, разрушенные порфироиды при вскрытии обычно приобретают свойства, близкие к плывунам, и поступают в горные выработки в виде значительной массы глинистого материала с водой. Так, по шахте «Капитальная 2» при подсечении квершлагом трещиноватой разрушенной приконтактной зоны на глубине 170 *м* отмечался прорыв подземных вод в количестве 130 $м^3/ч$, но через несколько дней интенсивного водоотлива приток сократился до обычного.

Наибольшая обводненность среди толщи некарстующихся пород отмечается при вскрытии серпентинитов, которые обычно располагаются на контактах кварц-альбитовых порфироидов с известняками лежачего бока в виде разобщенных линз мощностью 20—35 *м*. Приток воды при проходке выработок в серпентинитах достигает 100—200 $м^3/ч$, в связи с чем на руднике принято предварительно осушать их дренажными горизонтальными скважинами, так же как и при проходке известняков.

Наибольшую опасность в обводнении месторождения представляют закарстованные известняки. Отдельные карстовые пустоты прослеживаются по шахте «Капитальная 1» до 190 *м*. Особенно большие карстовые полости отмечаются на участках пересечения широтных и меридиональных тектонических трещин, где размеры пустот достигают в поперечнике 0,5 *м*. Отдельные открытые трещины в известняках отмечаются до глубины 300 *м*. Однако ввиду небольших емкостных возможностей известняков статические запасы трещинно-карстовых вод в них небольшие и обеспечивают увеличенные водопритоки в горные выработки только в первоначальный период их вскрытия. Так, на шахте «Капитальная 1» при сработке уровня воды до глубины 100 *м* водоприток из известняков в первый период составлял 250 $м^3/ч$, а через полгода снизился до 100 $м^3/ч$. При вскрытии тектонически ослабленных зон наблюдаются резкие увеличения водопритоков (до 400—500 $м^3/ч$), как это отмечается в шахте 2 на горизонте 250 *м*.

Суммарный водоприток по руднику в 1955 г. при глубине отработки 250—310 *м* достигал 269 $м^3/ч$.

При последующем углублении шахты 1 до 430 *м* и шахты 2 до 370 *м* притоки в них суммарно составляли в 1963 г.— 287 $м^3/ч$, в 1964 г.— 291 $м^3/ч$.

В процессе дренажных работ на месторождении образовалась глубокая депрессионная воронка с понижением уровня в центре до 300 *м*, захватившая в широтном направлении всю полосу зеленокаменных пород. Радиус ее по простиранию пород достигает 8 *км* при ширине вкрест простирания 1,5—2 *км*.

Рудничные воды Дегтярского месторождения в значительной степени обогащены серной кислотой, что повысило их химическую активность и обусловило наличие в воде высокого содержания меди. По мере эксплуатации месторождения и активизации процессов окисления содержание меди в воде возрастает. Так, по данным 1937 г. среднее содержание меди в воде равнялось 0,09 *г/л*, а по наблюдениям 1947—1952 гг. оно возросло до 0,164 *г/л*, а в 1964 г. до 0,268 *г/л*. Начиная с 1939 г. на Дегтярском руднике организовано извлечение меди из шахтных вод методом цементации.

Карабашская группа представлена двумя месторождениями: Кыштымским и Карабашским, расположенными в пределах южной части Дегтярской металлогенической зоны. Занимая пониженное гипсометрическое положение по отношению к ограничивающим интрузивным массивам, она характеризуется большой заболоченностью и наличием многочисленных рек и речек — притоков р. Миасса, которые оказывают существенное влияние на обводненность рудников. Минимальный зимний расход их от 0,007 до 0,08 *м*^{3}*/сек*, но в паводок возрастает до 6 *м*^{3}*/сек*. Зеленокаменные породы этой рудоносной зоны, представленные порфиритами, их туфами с прослоями туфогенных песчаников и линзами известняков, сильно метаморфизованы, собраны в серию сжатых изоклинальных складок северо-восточного простирания, опрокинутых на запад, с падением крыльев на восток под углом 50—70°. Крупные складки осложнены более мелкими и прорезаны многочисленными интрузивными телами ультраосновного состава.

Кыштымское месторождение характеризуется небольшими размерами и неглубоким залеганием руды, до 145—165 *м*. Рудная залежь сосредоточена здесь на двух участках: Северо-Кузнечихинском, отработанном в 1951 г., где оруденение было представлено одной сульфидной жилой, залегающей в кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцах, и Южно-Кузнечихинском, где рудная залежь представлена вкрапленностью медистого колчедана в кварц-серицитовых сланцах или серным колчеданом.

На Карабашском месторождении рудные тела характеризуются кулисообразным расположением со сходными условиями залегания. Форма их пластообразная при средней мощности 3—5 *м*, достигающей в местах раздувов 20—30 *м*. По простиранию они имеют небольшую длину, но развиты на глубину до 1000 *м*. Рудовмещающие породы представлены мощной толщей хлоритовых, серицит-хлоритовых и кремнистых сланцев, залегающих обычно на туфах порфиритов.

Гидрогеологические условия Карабашской группы в основном аналогичны ранее описанным месторождениям меди с простыми условиями, но в то же время имеют некоторые специфические особенности, в частности, повышенную водоносность развитых здесь кремнистых сланцев, обеспечивающих повышенные и стабильные водопритоки в горные выработки. Пластово-поровые воды аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений, несмотря на повсеместное развитие, большого влияния на обводненность рудников не оказывают. Исключение составляет песчаный аллювий, который иногда является проводником поверхностных вод в нижележащие породы, как это наблюдалось на Южно-Кузнечихинском участке, где для улучшения условий эксплуатации рч. Тюриху, протекающую в центре рудника, пришлось отвести по канаве в рч. Кузнечиху.

Среди рудовмещающих пород палеозоя развиты преимущественно безнапорные трещинные воды, реже трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды мелких тектонических трещин и литологических контактов, обладающих местным напором.

Основные запасы подземных вод формируются в трещинной зоне выветривания, развитой до глубины 300—400 *м* в кремнистых сланцах и известняках, обладающих наибольшей водоносностью, и до глубины 60—80 *м* в вулканогенных менее водоносных породах.

Так, наиболее высокий водоприток отмечается по шахте «Центральная», через которую происходит водоотлив подземных вод на рудниках им. Дзержинского и им. Ворошилова. В кровле рудного тела здесь залегают кремнистые сланцы мощностью 100—150 *м*. При глубине разработки 420—423 *м* приток в эту шахту составлял в 1938 г. 110 $м^3/ч$, в 1941 г.— 130 $м^3/ч$ и только в 1958 г. при глубине 600 *м* он уменьшился до 86 $м^3/ч$.

Несколько иная закономерность в распределении водопритоков наблюдалась при отработке Первомайского участка этого же месторождения, где наиболее водообильные кремнистые сланцы залегали вблизи рудного тела на расстоянии 12—20 *м* и обеспечивали стабильный водоприток в горные выработки в количестве 130—140 $м^3/ч$ до глубины отработки 600 *м*.

Северо-Первомайский участок этого месторождения отличался меньшей обводненностью в связи с отсутствием в разрезе кремнистых сланцев и слабой водоносностью мраморизованных известняков. Средний водоприток на глубине 123 *м* составлял 40 $м^3/ч$, при минимальном 30 $м^3/ч$ и максимальном 60 $м^3/ч$, в зависимости от сезона года.

Небольшой обводненностью характеризуется самый южный на месторождении Пионерский участок, который расположен в возвышенной части рельефа, в области стока. Среднегодовые притоки на нем не превышали 28—50 $м^3/ч$ при глубине эксплуатации 243 *м*.

На Кыштымском месторождении наиболее обводненным оказался Южно-Кузнечихинский участок вследствие расположения его в пониженной заболоченной долине, ограниченной на западе и востоке холмами с относительным превышением 100—120 *м*, а на севере и юге соответственно речками Тюрихой и Кузнечихой. В период разведки Южно-Кузнечихинского участка (1938—1939 гг.) приток в шахту 1 на глубинах от 12 до 42 *м* увеличивался соответственно от 6 до 9 $м^3/ч$, удельный дебит при этом снижался от 0,4 до 0,2 $м^3/ч$ в связи с уменьшением трещиноватости пород с глубиной. В шахте 2 на глубине 66 *м* водоприток составлял 93 $м^3/ч$, а на глубине 90—100 *м* увеличился до 120—130 $м^3/ч$. В отличие от всех других на Южно-Кузнечихинском участке наибольшим обводнением отличаются сланцы лежачего бока.

Горнотехнические условия эксплуатации месторождений в основном благоприятные. Несмотря на трещиноватость и рассланцованность пород, они отличаются устойчивостью при вскрытии и не образуют оплывин и вывалов

В связи с высокой кислотностью рудничных вод на месторождениях Карабашской группы приходится применять специальное оборудование из противокислотного материала.

КРАСНОУРАЛЬСКАЯ ЗОНА

Красноуральская металлогеническая зона приурочена к нижнесилурийской толще, представленной двумя горизонтами: нижним мощностью 500—700 *м*, сложенным порфиритами и их туфами, и верхним мощностью 55—70 *м*, сложенным миндалекаменными диабазовыми порфиритами и их туфами. Залегают они в основном согласно, но на отдельных участках по контакту между ними наблюдаются тектонические подвижки и зоны дробления. В результате вторичных изменений эффузивные породы на контакте местами утратили первоначальный

облик и превратились в порфироиды, различные сланцы и вторичные кварцы, которые являются вмещающими для всех медноколчеданных рудных тел.

Слагая ряд меридионально вытянутых складок, осложненных тектоническими нарушениями, эта толща срезана на востоке интрузиями серпентинитов и гранитов, а на западе надвинута на более молодые образования, развитые в ядре Тагильского прогиба. Разломы в основном дорудные, но часть из них обновлена позднейшими подвижками.

С поверхности палеозойские породы прикрыты рыхлыми осадками мезо-кайнозоя, которые сохранились главным образом в депрессиях палеозойского рельефа эрозионного или тектонического происхождения.

В пределах Красноуральской зоны выявлено 17 колчеданных тел, объединенных в месторождения: Красногвардейское, Чернушинское, Новолевинское, Кушайское, Новоандреевское и др. Наиболее значительным из них является Красногвардейское, которое эксплуатируется с 1915 г. Остальные месторождения отработаны.

Красногвардейское месторождение расположено на западном крыле Левинской антиклинали, имеющей почти меридиональное простирание и крутое (80—90°) падение крыльев на восток.

Оруденение располагается в полосе кварц-серицитовых часто огипсованных сланцев, которые к востоку и западу сменяются порфироидами, порфиритами андезитового состава и их туфами. Горными выработками в этой толще фиксируется наличие трещин отдельности широтного направления, реже крутых меридиональных трещин, совпадающих со сланцеватостью пород.

Рудные тела приурочены к контакту порфиритов со сланцами и залегают согласно с вмещающими породами в виде слепых линз мощностью 2—25 *м* с раздувами до 40—70 *м*.

Гидрогеологические условия Красногвардейского месторождения в общих чертах не отличаются от всех ранее описанных колчеданных месторождений, но имеют и некоторые специфические особенности. Обводненность месторождения в целом небольшая и обусловлена в основном наличием трещинных вод, развитых до глубины 40—60 *м*, и трещинно-жильных вод тектонических разломов, прослеженных на более значительную глубину. Пластово-поровые воды покровных отложений при эксплуатации месторождений обеспечивают небольшие водопритоки — до 1 $м^3/ч$. Иногда они отсутствуют совсем.

Водопритоки в горные выработки из трещинной зоны по месторождениям Красноуральской зоны обычно не превышают 30 $м^3/ч$, при глубине выработок до 420 *м*, а собственно по Красногвардейскому месторождению водоприток составлял всего лишь 20 $м^3/ч$. Кратковременно при вскрытии линейных водоносных зон водопритоки увеличивались до 115 $м^3/ч$, как это отмечается по шахте 4 Ново-Лялинского рудника, вскрывшей контакт рудного тела с породами висячего бока на глубине 82 *м*. Но при дальнейшей эксплуатации шахты до глубины 420 *м* водоприток не превышает 22 $м^3/ч$. Вода в горные выработки поступает в виде капежа и небольших струй из приконтактной зоны их с рудными телами. Кварц-серицитовые сланцы, вмещающие рудные тела, слабоводопроницаемы и нередко представляют собой водоупор (Красногвардейское месторождение); более водоносны породы висячего бока.

По химическому составу трещинные воды зоны выветривания обычно пресные гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые с минерализацией до 0,5—0,6 *г/л*. Рудничные воды кислые, сульфатно-хлоридные кальциевые с несколько повышенной минерализацией (до 1,5 *г/л*) при

содержании меди от 210 до 650 *мг/л* и свободной серной кислоты от 122 до 633 *мг/л*, железа от 240 до 400 *мг/л*.

Нередко при разработке Красногвардейского месторождения происходят процессы окисления сульфидов, главным образом пирита, которые приводят к возникновению подземных колчеданных пожаров. Температура рудничных вод вблизи очагов колчеданных пожаров достигает 40—60° С. Поэтому в общем балансе водопритоков большую роль играют так называемые технические воды, которые специально спускают в шахту и накапливают там для тушения пожаров. Эти технические воды иногда составляют 60—80% от общего количества откачиваемых из шахт вод.

ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОЕ МЕДНО-КОБАЛЬТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Пышминско-Ключевское месторождение располагается несколько восточнее основной зоны развития медноколчеданных месторождений, в пределах структур Восточно-Уральского поднятия, и характеризуется денудационно-увалистым рельефом с абсолютными отметками от 250 до 300 *м*. На западе оно ограничивается Балтымским габбро-диоритовым массивом, а к востоку располагаются гряды сопок меридионального направления, сложенные серпентинитами, габбро, реже гранитоидами с абсолютными отметками возвышенностей до 327 *м*. Непосредственно в районе месторождения в субширотном направлении протекает р. Пышма с расходом, изменяющимся в пределах 0,23—3,8 $м^3/сек$, и ее приток р. Балтымка с расходом 0,04 $м^3/сек$.

Приурочено месторождение к восточному контакту Балтымского габбро-диоритового массива с пироксеновыми порфиритами. Рудовмещающие породы сильно изменены процессами метаморфизма и большей частью превращены в различные сланцы и порфиритоиды. Рудные тела имеют пластообразную форму длиной около 110 *м*, мощность от 1 до 8 *м*, падение на запад под углом 45—80°. Общая протяженность месторождения около 2500 *м*. В структурном отношении Пышминско-Ключевское месторождение находится в восточном крыле Пышминской синклинали, расположенной между Верх-Исетской и Мурзинской антиклинальными структурами. Вследствие вертикальных меридиональных перемещений породы эффузивно-осадочной толщи образуют опущенный блок по отношению к интрузивным массивам гранитоидов. Дизъюнктивными нарушениями широтного характера этот блок разбит на мелкие блоки, также перемещенные относительно друг друга по вертикальным плоскостям. Работами последних лет в районе установлена крупная неотектоническая зона субмеридионального простирания, которая прослеживается на 35—40 *км*, пересекая Пышминско-Ключевское месторождение.

Подземные воды, обводняющие месторождения, относятся к типу трещинных и трещинно-жильных преимущественно безнапорных. Питание их в естественных условиях происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков через рыхлые элювиально-делювиальные четвертичные отложения, что обусловливает сезонный характер уровенного режима с амплитудой колебания до 2—3 *м*. Основное влияние на обводненность месторождения оказывают два фактора, которые предопределили сложные гидрогеологические условия его (тип Б).

1. Наличие в районе месторождения поверхностных водоемов и водотоков, в частности: оз. Балтым и рч. Балтымки — на севере месторождения, оз. Ключи и р. Пышмы — на юге и крупного Молебского болота — на западе.

2. Наличие глубоких тектонических зон разломов, секущих месторождение, которые являются проводниками поверхностных вод в горные выработки.

Глубина распространения таких локальных зон дробления достигает 200—350 *м*, что отмечается как при непосредственном наблюдении тектонически нарушенных участков в горных выработках, так и по увеличению притоков воды. Особенно большая водообильность наблюдается близ описанного выше неотектонического разлома, который прослеживается в выработках шахт «Центральная» и «Ново-Ключевская». Подземные воды здесь имеют напорный характер

Об обводнении горных выработок за счет поверхностных вод, поступающих по зонам разломов, свидетельствуют высокие величины водопритоков по шахтам «Центральная» и «Ново-Ключевская», расположенным в зоне тектонического разлома, и незначительные водопритоки по шахте «Александровская», находящейся за ее пределами, вдали от поверхностных водоемов, как это видно из табл. 31.

Таблица 31

Водопритоки в шахты Пышминско-Ключевского месторождения
(по данным В В Маслова)

Шахта	Расстояние между шахтой и оз Ключи, *м*	Общая длина горных выработок, *м*	Величина водоотлива, $м^3/ч$	Водоприток на единицу длины выработки $м^3/ч$
Ново-Ключевская	400	1435	380	0,26
Центральная	1350	5620	347	0,06
Александровская	1850	2120	84	0,04

При этом водопритоки в шахту «Ново-Ключевская» вследствие подпитки поверхностными водами оз Ключи почти стабильны, в то время как в Центральной и Александровской шахтах, удаленных от источника постоянного питания, размер водопритоков носит сезонный характер, увеличиваясь в паводковый период и снижаясь в зимнюю межень.

Пышминско-Ключевское медно-кобальтовое месторождение было открыто в 1854 г., но его разработка до 1940 г. проводилась с большими перерывами при помощи неглубоких шахт. Водопритоки в них, как правило, не превышали 100 $м^3/ч$. В период с 1940 по 1963 г. рудник эксплуатировался шахтами Александровской, Центральной, Ново-Ключевской, глубиной 460 *м*, другие шахты ликвидированы, и только Ново-Ключевская используется как водоотливная.

Данные о водоотливе по шахтам приводятся по материалам Уралгидростанции.

Из приведенных в табл. 32 величин видно, что с расширением фронта работ общий водоприток на руднике возрастал Уменьшение его после 1960 г. связано с проведением больших работ по тампонажу многочисленных разведочных скважин, пройденных в пределах шахтных полей. Удельный водоприток с глубиной выработок снижается. Исключение составляет шахта «Центральная», расположенная в зоне тектонического разлома, по которой отмечалось постоянное увеличение как общих, так и удельных водопритоков за счет поверхностных вод, поступающих в шахту по разлому. Только на горизонте 330 *м*, при

Таблица 32

Водопритоки в шахты по годам

Шахта	Водоприток, $м^3/ч$							
	1938	1948	1957	1960	1961	1962	1964	1965
Александровская	10	35	84	155	130	152	—	—
Центральная	68	272	346	461	409	360	—	—
909	18	—	—	—	—	—	—	—
Ново-Ключевская	—	49	384	389	385	311	300	—
Новая	—	—	—	8	10	10	354	300
Всего	96	356	814	1013	934	833	654	300

выклинивании трещинной зоны разлома, водоприток в шахту резко сократился. В шахте «Ново-Ключевская» увеличение водопритоков за счет поверхностных вод оз. Ключи наблюдалось только до горизонта 142 *м*, а ниже выработки были почти безводными.

В результате шахтного водоотлива образовалась депрессионная воронка глубиной до 120 *м*, вытянутая в меридиональном направлении на 3,5 *км* при ширине 2,7 *км*.

Химический состав рудничных вод преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый, реже сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый с минерализацией от 0,5 до 0,8 *г/л* при жесткости от 4 до 10 *мг-экв* и преимущественно нейтральной реакции pH, равной около 7,4—8,0. Наиболее характерный солевой состав приводится по шахте «Александровская» в виде формулы Курлова

$$M_{0,56}\frac{HCO_3\,53\ SO_4\,33\ Cl\,14}{Ca\,46\,Mg\,43\ Na\,11}.$$

2. Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения

Турьинская группа скарновых меднорудных месторождений расположена на Северном Урале и объединяет Фроловское, Никитское и Вадимо-Александровское месторождения. В рельефе район месторождений занимает платообразное заболоченное понижение с абсолютными отметками от 140 до 215 *м*, которое в широтном направлении пересекают реки Турья и Каква с расходом от 0,2 $м^3/сек$ зимой до 10—13 $м^3/сек$ в паводок.

В структурном отношении месторождения приурочены к пологому восточному крылу Турьинской синклинали, сложенной силурийскими и девонскими образованиями, представленными в основании туфогенными породами с небольшими прослоями известняков, а выше известняками фроловско-васильевской толщи, перекрытыми туфогенными образованиями. Вся эта толща собрана в мелкие складки, осложнена тектоническими нарушениями преимущественно меридионального направления, прорвана интрузиями различного состава и большим количеством жил. Известняки близ контакта с интрузивами метаморфизованы, а в пределах месторождений часто замещены скарнами. В восточной части месторождений они выходят на поверхность и сильно закарстованы. Карстовые воронки достигают иногда больших размеров, а на глубину карст распространен до 110—120 *м*.

С поверхности палеозойские породы прикрыты преимущественно бокситовидными и брекчиевидными глинами древней коры выветривания и четвертичными элювиально-делювиальными глинистыми образованиями общей мощностью около 60—70 *м*.

Рудное тело Турьинских месторождений простирается на 7 *км* в меридиональном направлении и разделяется р. Турьей на право- и левобережную части. Наиболее крупные месторождения Турьинской группы связаны с развитием скарновых зон, образовавшихся за счет массивных мраморизованных известняков фроловско-васильевской толщи на контактах их с интрузивными массивами. Мощность зоны развития скарнов достигает 50—100 *м*. Рудные тела Фроловского и Никитского месторождений залегают в виде линз, пластообразных и жилообразных тел до глубины более 500—550 *м* на контакте известняков с кварцевыми диоритами, а на Вадимо-Александровском — представлены неправильными линзами сплошных и вкрапленных сульфидов, приуроченных к контакту ксенолита фроловских известняков в массиве гранодиорита.

Гидрогеологические условия месторождений простые (тип A_1) благодаря наличию мощной толщи покровных глинистых отложений, затрудняющих питание подземных вод трещинной зоны атмосферными осадками и исключают возможность подпитки их речными водами. Об этом прежде всего свидетельствует широкое развитие болот в пределах распространения депрессионной воронки, образовавшейся в результате шахтного водоотлива на рудниках.

Водопритоки в горные выработки, вскрывающие некарстующиеся породы, обычно не превышают 16—20 $м^3/ч$ и периодически увеличиваются до 50—60 $м^3/сек$ только при вскрытии тектонических нарушений. Очень часто выработки бывают совершенно сухими. Так, при эксплуатации Богословского рудника, где разработка велась на девяти горизонтах (от 21 до 192 *м*) при общей длине выработок около 14 *км*, суммарный водоприток первоначально равнялся 50—60 $м^3/ч$, а позднее шахты стали совершенно сухими. Средний коэффициент фильтрации этих пород по данным водоотлива — 0,02 *м/сутки*. Несколько бóльшие водопритоки в горные выработки обеспечивают трещинно-карстовые воды известняков. Так, при проходке ствола шахты им. Кирова по известнякам фроловско-васильевской толщи до глубины 425 *м* водоприток составлял 30—40 $м^3/ч$, а по окончанию проходки он сократился до капежа в стволе. Общий приток по всей шахте при протяженности горных выработок около 4 *км* достигал 90 $м^3/ч$.

Повышенная водоносность палеозойских пород отмечается только в пределах развития трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод в зонах тектонических разломов, особенно близ пострудных сбросов, где имеется большое количество открытых или выполненных брекчированным материалом трещин, прослеженных до глубины 200—425 *м*. При вскрытии таких зон наблюдается возрастание водопритоков в шахты, но они быстро уменьшаются, что указывает на небольшие статические и ограниченные динамические запасы подземных вод. Так, на Вадимо-Александровском месторождении трещинно-карстовые воды, вскрытые опережающими скважинами на горизонте 170 *м*, в зоне сопряжения тектонических разломов давали суммарный водоприток первоначально — 113 $м^3/ч$, через полгода он сократился до 85 $м^3/ч$, а еще через год до 18 $м^3/ч$.

Добыча меди на отдельных рудниках Турьинской группы проводится с 1758 г. В настоящее время эксплуатируется три основных месторождения — Фроловское, Никитинское и Вадимо-Александровское,

расположенные в пределах Главного рудного поля на правом берегу р. Турьи. Величины водопритоков приводятся в табл. 33.

Таблица 33

Величины водопритоков в горные выработки по Турьинской группе месторождений меди, $м^3/ч$

Год наблюдений	Фроловский рудник			Никитинский рудник			Вадимо-Александровский рудник (горизонт 222 м)		Общий средний водоприток по рудникам
	горизонт отработки, м	средний	максимальный	горизонт отработки, м	средний	максимальный	средний	максимальный	
1938	335	13	13	222	21	24			34
1942	375	37		256	38				76
1947	375	44	50	222	41	46			85
1948	375	44	50	256	41	46			85
1949	375	52	65	256	37	45			89
1950	375	53	70	256	39	50			92
1959	425	57	68	222	10	15	38	48	106
1960	425	63	71	222	55	84	38	53	157
1961	425	77	95	222	71	84			148
1962	425	46	55	222	72	94			118

Для всех шахт характерно некоторое увеличение водопритока при вскрытии известняков фроловско-васильевской толщи, особенно в зонах контактов и тектонических нарушений. Увеличение водопритока наблюдается также при расширении фронта горных пород, при переходе на новые горизонты эксплуатации. Во всех перечисленных случаях возрастание водопритоков обычно не превышает 50—70 $м^3/ч$, редко достигая 100 $м^3/ч$. Повышенные водопритоки наблюдаются в течение нескольких дней, редко нескольких месяцев, а затем сокращаются до обычных. При переходе на нижние горизонты вышележащие выработки становятся почти сухими.

В результате шахтного водоотлива образовалась единая депрессионная воронка протяженностью в меридиональном направлении 4 *км*, при ширине около 1,7 *км* и понижении уровня в центре депрессии до 100 *м*.

Гумешевское месторождение расположено на Среднем Урале и занимает глубокую депрессию в рельефе, ограниченную меридиональными цепями гор, сложенных габбро-диоритами Ревдинского массива на западе и породами гранитовой формации Сысертского массива на востоке. В центральной пониженной равнинной части его, где развиты породы эффузивно-осадочного и метаморфического комплексов, наблюдаются отдельные меридионально вытянутые впадины, отвечающие зонам тектонических нарушений и участкам развития закарстованных известняков.

Речная сеть в районе месторождения представлена небольшими притоками р. Чусовой с многочисленными прудами, которые оказывают большое влияние на обводненность месторождения. С севера, востока и юго-востока оно окаймляется Северским прудом, а на западе — Железянским, из которого по южному контуру месторождения в Северский пруд течет р. Железянка. Кроме прудов в районе широко распространены водоемы, представляющие собой отстойники фенольных вод Полевского криолитового завода.

Рудоносные зеленокаменные породы собраны в складки меридионального простирания, осложнены дизъюнктивными нарушениями и прорезаны многочисленными мелкими интрузиями и жильными телами. Непосредственно на Гумешевском месторождении выделяется антиклинальная структура, ядро которой прорвано дайкой кварцевых диоритов мощностью до 600 *м*, простирание ее меридиональное, падение на восток под углом 70—75°. Эта дайка разделяет вмещающие мраморизованные известняки осадочно-вулканогенной толщи на две полосы — западную и восточную. Контакт известняков с диоритами характеризуется развитием скарнов, вмещающих Гумешевское месторождение медных вкрапленных руд Наиболее крупным разрывным нарушением района является сдвиг, наблюдаемый в северо-восточной части месторождения. В западной части прослеживается второе меридиональное нарушение, а между этими нарушениями располагается тектоническая зона шириной до 2 *км*, характеризующаяся весьма значительным распространением в ней трещин различных направлений и размеров. Зоны тектонических нарушений и контактные зоны диоритов с известняками в пределах рудного поля отличаются глубоким выветриванием пород с образованием впадин в палеозойском рельефе. Одна из таких впадин известна в центре Гумешевского месторождения вдоль западного контакта известняков с диоритами Длина впадины до 700 *м*, ширина 100—200 *м*, а мощность рыхлых отложений в ней достигает 200 *м*.

Рудные залежи месторождения имеют пластообразную или линзообразную форму Зоны оруденения прослеживаются по простиранию вдоль западного контакта диоритов с мраморами на 1300 *м*, а вдоль восточного — на 700 *м*. Максимальная мощность залежей достигает 50 *м*, глубина распространения до 450—500 *м*.

Гидрогеологические условия Гумешевского месторождения довольно сложные (тип $Б_1$). Величина водопритоков в горные выработки значительно выше, чем на остальных медных месторождениях Урала в связи с наличием целого ряда неблагоприятных природных факторов, из которых главными являются низкое гипсометрическое положение месторождения в рельефе, повышенная трещиноватость и интенсивная закарстованность рудовмещающих известняков, а также наличие большого количества водоемов и водотоков, питающих подземные воды

Основное значение в обводненности горных выработок месторождения имеют трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды и в меньшей мере трещинные воды палеозойских пород При этом наиболее водообильными являются зоны контактов мраморизованных известняков со скарнами, где повышенная трещиноватость пород прослежена до глубины 250 и даже 440 *м*, кроме того, известняки интенсивно закарстованы до глубины 100—150 *м*, а скарны разрушены и выщелочены. Особенно обводнен восточный контакт, где встречаются карстовые полости объемом в несколько кубических метров, заполненные рыхлыми отложениями. Так, при проходке передовых скважин на глубине 250 *м* в зоне восточного контакта диоритов с известняками вскрыты трещинно-карстовые воды с дебитом скважин 13—15 *л/сек*.

Трещинные воды в кварцевых диоритах развиты преимущественно до глубины 45—50 *м* Ниже трещиноватость их заметно снижается, а глубже 80 *м* трещины распространены только в узких локальных зонах тектонических разломов, заключающих трещинно-жильные воды. Трещинные воды обычно не дают больших водопритоков в горные выработки. Так, при проходке шахты «Георгиевская» до глубины 107 *м*

приток воды из диоритов составлял всего 12—23 *м*³/*ч*, а коэффициент фильтрации при этом был равен 0,14 *м/сутки*.

При подсечении выработками локальных водоносных зон тектонических разломов поступление воды в них часто носит характер внезапных прорывов. Один из таких прорывов наблюдался в апреле 1961 г. в шахте «Капитальная» на глубине 145 *м*, когда после отпалки забоя в выработку начала поступать вода в количестве 180 *м*³/*ч*, вынося большое количество обломочного материала. Этот приток удерживался в течение 4 *ч*, а затем сократился до 70 *м*³/*ч*.

Первые сведения о гидрогеологических условиях эксплуатации Гумешевского рудника относятся к 1870 г., когда в связи с большим водопритоком, достигающим 300 *м*³/*ч*, была приостановлена проходка двух шахт глубиной около 150 *м*. В Советский период Гумешевское месторождение начало эксплуатироваться после Великой Отечественной войны. При восстановительных работах откачка производилась на шахте «Георгиевская», причем по мере понижения уровня от 5 до 40 *м* приток возрастал соответственно от 57 до 360 *м*³/*ч*. В настоящее время на руднике эксплуатируются две шахты — «Южная» и «Капитальная», стволы которых соединены между собой и имеют общий водоотлив через шахту «Капитальная». Среднемесячные величины водопритоков по данным Уралгидростанции приведены в табл. 34.

Таблица 34

Среднемесячные водопритоки в выработки Гумешевского рудника, *м*³/*ч*

Месяц	Год				
	1959	1960	1961	1962	1963
Январь	134	264	261	263	292
Февраль	137	256	245	304	289
Март	183	298	244	354	289
Апрель	126	272	245	264	301
Май	134	229	248	293	309
Июнь	161	230	260	274	320
Июль	249	234	255	285	356
Август	283	243	274	288	332
Сентябрь	289	230	283	278	349
Октябрь	312	257	268	282	414
Ноябрь	392	251	282	284	403
Декабрь	291	256	264	284	403
Среднее за год	216	251	261	288	338

Систематическое возрастание водопритоков в горные выработки связывается с увеличением площади горных выработок и переходом на более глубокие горизонты разработки. После дренирования статических запасов приток обычно стабилизируется и зависит в основном от величины фильтрации поверхностных вод, которые в условиях Гумешевского рудника играют главную роль в формировании общего водоотлива. Если на участках разработки влияние поверхностных вод отсутствует, то после сработки статических запасов выработки становятся безводными.

Распространение депрессионной воронки на месторождении ограничивается поверхностными водоемами и ее развитие происходит в основном на глубину, а не по площади. Общая длина депрессион-

ной воронки по простиранию — 3,3 *км* при ширине около 1 *км*, глубина депрессии более 170 *м*.

Содержание фенолов в рудничных водах шахт «Георгиевская» и «Южная» в 1955 г. достигало 5—7 *мг/л* при максимальном до 36 *мг/л*, но к 1957 г. снизилось до 0,03—0,05 *мг/л* в результате частичной ликвидации старого фенольного прудка. Минерализация рудничных вод по отдельным шахтам неодинаковая: на Георгиевской шахте она достигает 3,1—5,1 *г/л* при содержании сульфидов до 4,0 *г/л*, общей жесткости до 18 *мг-экв* и концентрации водородных ионов pH = 1,8—2,3; по шахте «Южная» не превышает 0,73 *г/л* при общей жесткости до 9 *мг-эвк*.

Бокситовые месторождения

Бокситовые месторождения палеозойского возраста относятся к типу прибрежно-морских осадочных (Северо-Уральский и Южно-Уральский бокситовые бассейны), а мезозойские — к озерно-болотным (зауральские месторождения).

1. Месторождения бокситов палеозойского возраста

СЕВЕРО-УРАЛЬСКИЙ БОКСИТОВЫЙ БАССЕЙН

Северо-Уральский бокситовый бассейн расположен на восточном склоне Северного Урала. Северная граница его проходит несколько севернее р. Сосьвы, южная — южнее р. Вагран, западная — по естественным выходам бокситового пласта на поверхность, восточная пока точно не установлена. В пределах этого бассейна находятся три месторождения, граница между которыми проводится по линиям широтных тектонических нарушений. Разработка их производится Северо-Уральским бокситовым рудником (СУБР).

Все месторождения приурочены к узкой меридиональной депрессии в рельефе с абсолютными отметками от 140 до 230 *м*, ограниченной грядами гор и увалов с отметками до 600 *м* на западе и 400 *м* на востоке. Наинизшие отметки приурочены к долинам рек, пересекающих бассейн преимущественно в субширотном направлении. Наиболее крупными реками являются Сосьва с расходом от 1,6 $м^3/сек$ зимой до 4,9 $м^3/сек$ летом, и ее правый приток Вагран со среднегодовым расходом 1,4 $м^3/сек$. Многочисленные мелкие притоки этих рек: Калья, Колонга, Сарайная, Каракулька, ручьи Кедровый, Сухой и другие — имеют расход до 0,3 $м^3/сек$.

В геолого-структурном отношении Северо-Уральский бокситовый бассейн приурочен к северной части Тагильского мегасинклинория и располагается на западном крыле Шегультанской синклинали, сложенной породами силурийского и девонского возраста. Основной бокситовый пласт (субровский горизонт) залегает в основании вагранской свиты среднего девона и подстилается породами нижнего девона и верхнего силура. Как подстилающие, так и покрывающие породы представлены в основном известняками, в различной степени закарстованными. Подчиненную роль в геологическом разрезе играют глинистые сланцы, песчаники и конгломераты. Вся толща разбита многочисленными меридиональными и широтными нарушениями, что обусловливает блоковое строение района.

Восточное крыло Шегультанской синклинали почти полностью срезано Крутоловско-Коноваловским надвигом. Широтные нарушения

обычно имеют характер сбросов и надвигов с амплитудой до 400—500 *м*. Кроме того, имеется целый ряд более мелких сбросов, как широтных, так и меридиональных.

Гидрогеологические условия североуральских месторождений очень сложные (тип В). Высокая обводненность их обусловлена тремя основными факторами: 1) низким гипсометрическим положением рудовмещающих известняков, заключающих трещинно-карстовые воды, обводняющие месторождения; 2) высокой трещиноватостью и закарстованностью, обусловивших высокую фильтрационную способность их, и 3) благоприятными условиями питания трещинно-карстовых вод как атмосферными осадками, так и водами многочисленных рек, пересекающих район.

Трещинные воды некарстующихся пород и пластово-поровые воды покровных рыхлых отложений в обводнении месторождений фактически не участвуют ввиду незначительных запасов.

Основное значение в обводнении имеют трещинно-карстовые преимущественно безнапорные воды, которые благодаря наличию среди известняков некарстующихся пород разобщены на семь водоносных горизонтов, из них три подрудных и четыре надрудных. Верхний из подрудных приурочен к известнякам петропавловской свиты нижнего девона, а нижние соответственно к отложениям воскресенской и колонгинской свит, которые перекрываются терригенными отложениями, отделяющими эти горизонты от вышележащих. Основным водоносным горизонтом в породах лежачего бока являются известияки петропавловской свиты мощностью до 500 *м*. Наибольшим развитием эта свита пользуется в южной части бассейна, здесь же наблюдается ее максимальная закарстованность и обводненность. В центральной и северной частях бассейна мощность петропавловской свиты уменьшается до 200—400 *м*, а закарстованность известняков резко снижается.

Среди надрудных горизонтов три нижних приурочены к среднедевонским известнякам, разобщенным глинистыми пропластками, слагая ваграно-черемуховский водоносный комплекс мощностью около 1000 *м*, в пределах которого эти горизонты теряют между собой гидравлическую связь. Но в целом по бассейну они имеют общий режим и общее зеркало подземных вод. Ваграно-черемуховский комплекс в силу большой закарстованности имеет максимальную обводненность пород и является главным источником обводнения горных выработок.

В северо-восточной части бассейна развит восточно-шегультанский водоносный горизонт в известняках верхнего девона, слагающих восточное крыло Шегультанской синклинали. Карстовые явления в них проявляются реже, но развиты до глубины 1000 *м*.

Все эти водоносные горизонты вследствие складчатого строения водовмещающих пород, выведенных на поверхность на различных участках, образуют единый, но очень сложный водоносный комплекс преимущественно благоприятных вод, залегающих в естественных условиях на глубине до 10—30 *м* с амплитудой сезонных колебаний 5—6 *м*. Основные запасы этих вод формируются в пределах трещинно-карстовой зоны, развитой до 400—500 *м*, реже 1000 *м*.

В процессе эксплуатации СУБРа установлено, что развитие карста в известняках наиболее интенсивно проявляется в зонах тектонических нарушений разрывного характера, в приконтактных зонах известняков с некарстующимися породами в придолинных участках рек, в зонах вертикальной (нисходящей) циркуляции подземных вод, а также в зоне горизонтального движения подземных вод, расположенной выше базиса дренажа.

Наиболее интенсивному карстованию известняки подвержены до глубины 100—150 *м*, где общий коэффициент закарстованности равен 7—9%. Ниже закарстованность уменьшается довольно быстро и уже на глубине 300 *м* не превышает 0,2%. Поверхностный карст представлен преимущественно воронками, реже котловинами, слепыми логами и пещерами.

Под влиянием интенсивного шахтного водоотлива СУБРа карстовые процессы в известняках активизируются, в результате чего из карстующихся пород происходит интенсивный вынос минерального вещества, до 7000—8000 *м*³/*год*, что способствует увеличению размеров карстовых пустот, их количества и образованию многочисленных провалов. Один из таких провалов, образованный за три года на месторождении «Красная Шапочка», имел длину 150 *м* при ширине 60 *м* и глубине до 12 *м*. Во вновь образовавшиеся провалы поступало огромное количество воды, достигавшее в период паводков 650—1000 *м*³/*ч*.

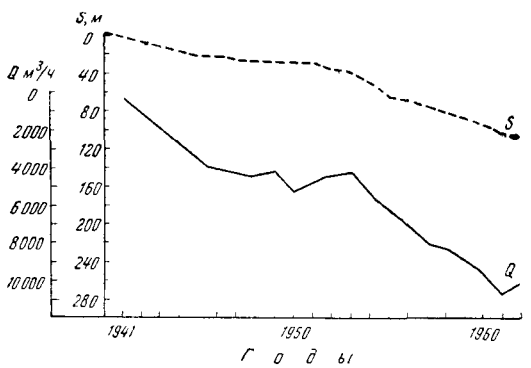


Рис. 89. График зависимости среднегодового расхода от понижения уровня на североуральских бокситовых рудниках

Питание трещинно-карстовых вод в естественных условиях осуществлялось за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока трещинных вод из некарстующихся пород и частично за счет речных вод, а разгрузка их происходила в долинах рек Сосьвы, Ваграна, Колонги и др.

С началом дренажных работ в пределах карстового бассейна произошли коренные изменения и в общем водном балансе района, причем эти изменения стали наблюдаться почти сразу после начала водоотлива на месторождении «Красная Шапочка», производившегося в 1941 г. с расходом 280 *м*³/*ч*. В 1942—1943 гг. водоотлив увеличился соответственно до 1100—1820 *м*³/*ч*, а уровень подземных вод снизился на 23 *м*. Это привело к тому, что к 1944 г. источники в долине р. Вагран почти прекратили свое существование, а река оказалась подвешенной и частично начала отдавать свои воды в подземный поток. Особенно интенсивно происходило поглощение вод р. Сарайной в размере около 1100 *м*³/*ч*, которую строители шахт вынуждены были взять в деревянные лотки. Изменяется и расходование осадков, большая часть которых в условиях дренажа поглощается карстовыми воронками и понорами, образовавшимися в пределах депрессионной воронки. Увеличивается и область питания подземных вод — от 65 *км*² (перед началом эксплуатации) до 100 *км*² — в 1962 г. Все это способствовало нарастанию водопритоков в горные выработки, которые сопровождались неожиданными прорывами с большим напором, притоками до 1000—4000 *м*³/*ч* и подъемом уровня до 100 *м* (рис. 89).

И. И. Плотников и Н. Ф. Унковская, анализируя гидрогеологические условия строительства шахт СУБРа, отмечают, что наиболее часто прорывы происходят при вскрытии горными выработками водоносных зон, приуроченных к тектоническим нарушениям в известняках (75 случаев), к зоне выветривания их до глубины 50—100 *м* (59 случаев), к слоистой толще известняков висячего бока (50 случаев), к рудной брекчии близ контакта известняков лежачего бока с бокситом (23 случая).

В связи с образованием глубокой депрессии изменился и уровенный режим подземных вод; амплитуда колебания при глубине депрессии 100 *м* возросла до 10—12 *м* вместо 5—6 *м* в естественных условиях, а при глубине 180—200 *м* до 16—20 *м*. Особенно резкие подъемы уровней наблюдаются в непосредственной близости от шахтных водоотливов, где максимальная амплитуда достигает 55 *м*.

Строительство и разработка шахт СУБРа производятся с 1935 г. Первая шахта, «Капитальная 1», заложена в 1935 г. на Главном рудном поле месторождения «Красная Шапочка» в известняках лежачего бока. Подземные воды вскрыты на глубине 36 *м*. Дальнейшая углубка ствола производилась кессонным методом с одновременным тампонажем карстовых полостей и бетонированием шахтного ствола. К началу 1940 г. ствол был доведен до глубины 59 *м*. В 1939 г. пройдены наклонные стволы шахт 1-бис и 2-бис по пласту бокситов до горизонта 140 *м* с водопритоками, равными соответственно 70 и 120 $м^3/ч$. Планомерный шахтный водоотлив по всем указанным трем шахтам начат в мае 1941 г. с суммарным расходом 88 $м^3/ч$, а к октябрю он возрос до 530 $м^3/ч$. 3 октября 1941 г. произошел первый прорыв воды в шахту «Капитальная 1», который поднял уровень воды на 28 *м* по отношению к ранее сниженному. Проходка околоствольных выработок всех трех шахт Главного рудного поля на горизонте 140 *м* показала исключительно большую водообильность известняков, особенно в зонах тектонических нарушений и близ рудного пласта. Всего при проходке околоствольных выработок этого горизонта произошло 20 крупных прорывов воды с расходом от 100 до 500 $м^3/ч$. Суммарные притоки на горизонте 140 *м* по шахте «Капитальная 1» равнялись 1700 $м^3/ч$, по шахтам 1-бис и 2-бис — 1200 $м^3/ч$ и по пройденной несколько позднее шахте «Северная 1» — 800 $м^3/ч$. К декабрю 1945 г. выемка руды выше горизонта 140 *м* была закончена, но все попытки перейти на более глубокие горизонты оканчивались неудачей в связи с постоянными прорывами воды и большими устойчивыми водопритоками в шахтные стволы. Использован был и метод битуминизации шахтных стволов. В начальный период удалось этим методом сократить водоприток до 22 $м^3/ч$, но при углублении ствола битум под напором воды стал выдавливаться в ствол и дальнейшая проходка прекратилась. Наиболее рациональным методом оказался метод проходки шахт под защитой депрессионной воронки. Предварительное снижение уровней воды производилось откачкой специальных дренажных скважин и близко расположенных шахтных стволов.

Так, в 1956 г. с помощью откачки восьми дренажных скважин после десятилетнего перерыва были возобновлены эксплуатационные работы на шахте «Капитальная 1», пройденной ранее кессонным способом. Дренажные скважины глубиной по 30 *м* располагались в радиусе 20 *м* вокруг шахты, причем для увеличения производительности в каждой из них проходились наклонные ответвляющие стволы длиной до 35 *м*. Откачка из них производилась с постоянно возрастающим суммарным расходом от 520 до 2000 $м^3/ч$ по мере углубки шахты с горизонта 140 *м* до горизонта 70 *м*.

При строительстве шахт СУБРа применялся также способ «шагающих стволов», заключающийся в следующем. Сначала в одной шахте вскрывалась обводненная зона и там устраивался водоотлив, а в двух соседних шахтах под защитой депрессионной воронки шла проходка. Затем назначение шахт менялось.

Все описанные методы, направленные на улучшение условий проходки шахтных стволов, лишь частично сокращали притоки воды, но не гарантировали от внезапных прорывов и затоплений. В процессе

эксплуатации было установлено, что наиболее выгодно закладывать шахтные стволы в плотных монолитных блоках известняков, а не в трещиноватых, тектонически нарушенных зонах, как рекомендовалось в начальный период разработки рудников. Далее было выявлено, что наиболее целесообразно вести отработку одновременно на большой площади, рассредоточивая водоотлив между близко расположенными шахтными полями. Все это привело к выводу о необходимости планомерного дренажа подземных вод, как единственного способа, обеспечивающего безопасность работы в шахтах.

По предложению Карстовой станции с 1953 г. на рудниках начал применяться активный дренаж месторождения путем вскрытия подземных вод специальными дренажными горными выработками и скважинами. Так, на шахтах 2-го Северного рудника с горизонта 40 *м* бурились из забоя водоспускные скважины. За 1954 г. было пробурено 89 скважин, суммарный расход которых достигал 2000 $м^3/ч$, снизив уровень в течение года на 25—35 *м*, что позволило полностью осушить рабочие горизонты 70 *м* и 100 *м* этого рудника. Одновременно были улучшены условия эксплуатации на соседних — Южном и 3-м Северном рудниках. Особенно большой эффект был получен во второй половине 1958 г., когда в качестве дренажа был использован штрек горизонта —20 *м* в шахте 2-го Северного рудника. При водоотливе с расходом около 2500 $м^3/ч$ были осушены горизонты 40 *м* и 10 *м* на 2-ом Северном руднике, а в районе Южного рудника был вскрыт горизонт 85 *м*, освоение которого раньше не удавалось. Осушению рудников в этот период способствовало также развернутое гидротехническое строительство, направленное на изоляцию речных вод от подземных. В 1956 г. было закончено сооружение железобетонного канала на р. Сарайной; в 1957 г. начато строительство на р. Ваграи (1-я очередь 1957—1960 гг.; 2-я очередь 1960—1963 гг.); в 1958 г. были построены каналы протяженностью 7 *км* на р. Калье и протяженностью 2 *км* на р. Черемушке. Все эти мероприятия значительно улучшили общие гидрогеологические условия разработки месторождений, но не ликвидировали опасности прорывов воды, которые продолжали осложнять эксплуатацию.

В результате шахтного водоотлива в районе бокситовых рудников образовалась весьма обширная депрессионная воронка (рис. 90), в истории развития которой И. И. Плотников выделяет следующие три этапа.

I этап (1941—1955 г.). Снижение уровней происходило в верхней максимально закарстованной части известнякового массива, когда отдельные водоносные горизонты имели хорошую и свободную гидравлическую связь. Вследствие этого при понижении уровня воды к 1953 г. на 40—45 *м* (абс. отм. 140 *м*) в южной части бассейна и на 30 *м* (до отметки 160 *м*) в центральной образовалась единая депрессионная воронка. Количество воды, откачиваемое на руднике с 1941 по 1945 г., постепенно возрастало с 280 до 4000 $м^3/ч$, а в дальнейшем до 1953 г. составляло 4200—4700 $м^3/ч$ (исключая многоводный 1950 г., когда общий приток воды на рудниках достигал 5340 $м^3/ч$). В 1955 г. водоотлив был равен 6180 $м^3/ч$. Общая площадь депрессионной воронки в этот период составляла 80—90 $км^2$, протяженность в меридиональном направлении достигала 30 *км*.

Итак, в первый этап наблюдалось равномерное снижение уровней воды в едином водоносном комплексе с максимальным понижением уровней воды у водоотливных узлов. При снижении уровня подземных вод на 30—45 *м* ниже уровня воды в реках последние превра-

лись в основные источники обводнения. В общем балансе шахтного водоотлива поглощенные речные воды составляли 60—66%.

II этап развития депрессионной воронки (1955—1960 гг.) характеризуется ее расчленением. При понижении уровней воды на 50—70 *м* начали отчетливо проявляться водоупорные свойства боксита и

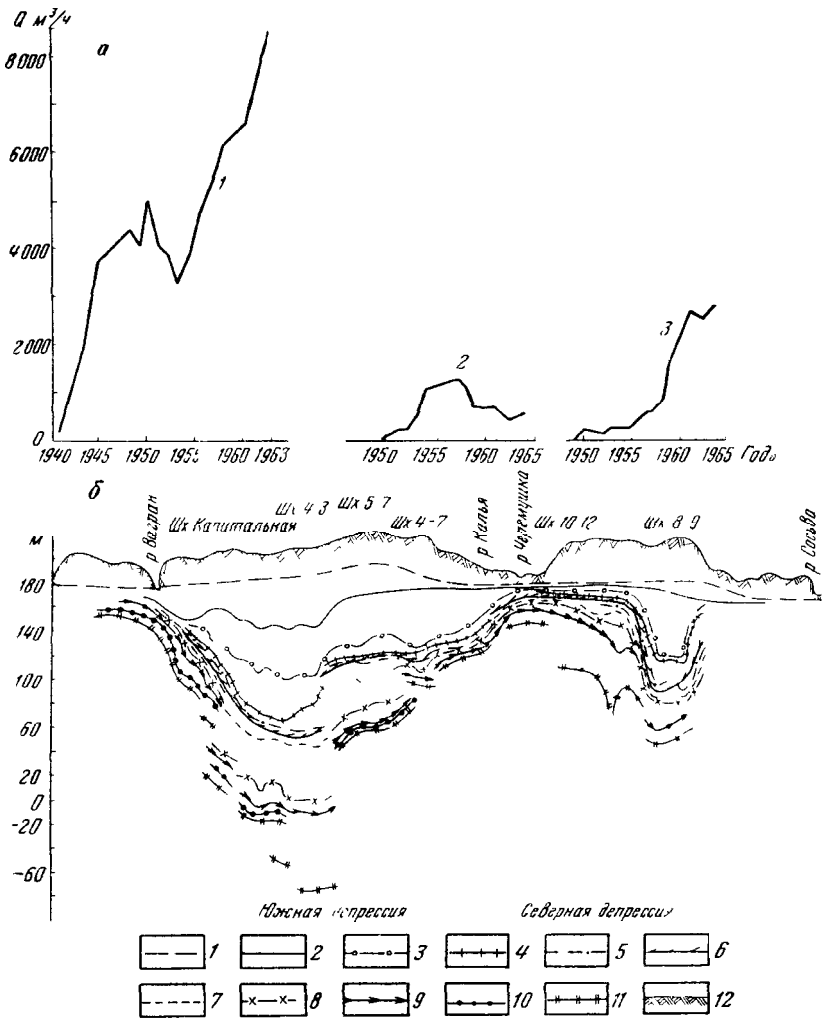


Рис. 90. Среднегодовые водопритоки по месторождениям

Северо-Уральского бокситового бассейна (*а*): *1* — «Красная Шапочка»; *2* — Центральное, *3* — Северное (*б*). Меридиональная депрессионная воронка по шахтным полям североуральских бокситовых рудников.

Уровни подземных вод: *1* — статический; *2—11* — динамический по годам: *2* — 1948, *3* — 1954, *4* — 1955, *5* — 1956, *6* — 1957, *7* — 1958, *8* — 1959, *9* — 1960, *10* — 1961, *11* — 1962, *12* — поверхность земли

некоторых слоев терригенных отложений среднего и верхнего девона Между уровнями подземных вод различных водоносных горизонтов образовались разрывы, которые в пределах Южного рудника составляли 50 *м*, на Центральном руднике (район шахты 7) 40 *м* и на Северном 70—80 *м*. Несмотря на продолжающееся снижение уровней воды до глубины 100—160 *м*, размеры депрессионной воронки по площади практически остались прежними, но характер ее существенно

изменился. В связи с резким уменьшением водопроводимости известняков на глубине в пределах бассейна сформировались две обособленные депрессионные воронки: южная с максимальным понижением уровня воды в пределах 2-го и 3-го Северных рудников на 140—160 *м* и северная с понижением в центре депрессии на 130 *м*. Снижению уровней воды способствовала частичная изоляция речных вод после ввода в эксплуатацию железобетонных каналов на реках Сарайной, Калье, Вагран, Колонге, Черемушке, а также дальнейшее возрастание водоотлива на рудниках, когда приток воды к 1960 г. возрос до 9630 *м*^{3}/*ч*.

III этап, начавшийся в 1961 г., характеризуется резкой локализацией отдельных депрессий в динамическом уровне, разобщенных плотными блоками известняков. Уровни подземных вод характеризуются все возрастающими перепадами между центрами водоотлива и прилегающими областями. Так, в 1962 г. уровень воды у стволов шахты «Капитальная 1» находился на абсолютной отметке 40 *м*, а на южном фланге шахтного поля на отметке 140 *м*, такое же явление наблюдалось и на 3-м Северном руднике, где уровень воды в центре был снижен до отметки —70 *м*, а на флангах находился на абсолютной высоте 0 и 20 *м*. Разрыв в положении уровней на 80—100 *м* отмечался по Центральному и Северному рудникам.

Расчленение депрессионной воронки сопровождалось нарушением взаимодействия шахтных водоотливов на отдельных рудниках, ниже глубин 150—180 *м* водоотливы приобрели независимый режим.

Суммарный водоотлив на рудниках снова стабилизируется, правда, на значительно бóльших по сравнению с первым этапом среднегодовых величинах, равных 10 000—11 000 *м*^{3}/*ч* при максимальном 12 680 *м*^{3}/*ч* в периоды паводков или в связи с прорывами подземных вод в шахты.

Активный дренаж и изоляция речных вод при помощи железобетонных каналов позволили за последние 10 лет значительно расширить фронт работ и освоить более глубокие горизонты. За период с 1956 по 1962 г. уровни воды на рудниках опустились на 50—120 *м*, эксплуатационные работы начали развиваться на глубине 200—220 *м* (против 130—150 *м* в 1956 г.), а горнокапитальные — до 500 *м*. Снизились и общие водопритоки на руднике: несмотря на очень большую общую величину (10—11 тыс. *м*^{3}/*ч*), удельные дебиты после ввода в эксплуатацию каналов сократились. До 1956 г. для понижения уровня на 1 *м* требовалось увеличение расхода на 30—40 *м*^{3}/*ч* на Южном руднике и 24—25 *м*^{3}/*ч* на Центральном; после 1957 г. эти цифры соответственно уменьшились до 20 и 6,6 *м*^{3}/*ч*.

В 1963—1964 гг. эксплуатация шахт СУБРа была осложнена прорывами воды, связанными с провалами на железобетонных каналах, в которые были взяты реки района. Водопритоки в горные выработки при прорывах иногда достигали 25 000 *м*^{3}/*ч*. Интенсивное поглощение речных вод в провалах резко изменяет гидрогеологическую обстановку на шахтах: уровни воды резко повышаются, притоки возрастают.

Причиной образования провалов в искусственных руслах является развитие суффозионно-карстовых процессов, связанное с изменением гидродинамического режима на контакте аллювиальных отложений и закарстованных известняков. После ввода в эксплуатацию каналов в долинах рек резко увеличилось количество карстовых провалов: в долине р. Вагран зафиксировано 360 провалов, в долине р. Кальи — 240, в долине р. Колонги — 28 провалов и т. д. Провалы на каналах образуются следующим образом: при интенсивных снижениях уровней

воды, над карстовыми полостями образуются просадки рыхлых аллювиальных отложений; своды суффозионных просадок некоторое время остаются устойчивыми и на поверхности не проявляются (обычно после ввода в действие того или иного отрезка канала провалы в долине реки начинают появляться на поверхности через 5—6 месяцев). Под влиянием дальнейшего интенсивного снижения уровня, когда резко возрастают пьезометрические уклоны, или при инфильтрации в аллювий паводковых вод, когда смачивается свод ранее образовавшихся просадок, происходит обрушение свода и разрушение облицовки канала.

Для осуществления дальнейшего осушения месторождений СУБРа и по возможности уменьшения притоков воды в горные выработки в период их проходки, было предложено сооружение специальных дренажных узлов, состоящих из нескольких скважин, на участках наибольшего поступления воды, так как дренаж из горнокапитальных выработок, принятый на руднике, уже не удовлетворял основному требованию — осушению их на больших глубинах. Если в первый период принудительного дренажа снижение уровня происходило в среднем на 5 *м* в год, то в последнее время лишь на 0,83 *м* в год. Причиной этого являлось увеличение общей производительности подземного потока, направленного к шахтным полям, и уменьшение трещиноватости и закарстованности известняков с глубиной. Кроме того, сложность осушения из подготовительных и горнокапитальных выработок заключалась еще и в том, что эти выработки должны были проходиться в неосушенных массивах под большими гидростатическими напорами.

Следовательно, новый этап освоения рудников — эксплуатация глубоких горизонтов — требовал и новых методов дренажа. Формирование общего притока на бокситовых рудниках Северного Урала происходило в последнее время главным образом за счет привлечения *вод с южного и северо-восточного флангов месторождения, где откачивается* до 80% всего водоотлива СУБРа. На этих флангах располагались самые обводненные шахты: «Капитальная 1» и «Капитальная 10», где на глубоких соответственно 153 и 315 *м* притоки были равны 3025 и 2108 $м^3/ч$. В центре месторождения обводненность выработок значительно меньше.

Исходя из этого дренажные узлы первой очереди были сооружены на юге и северо-востоке бокситового бассейна, в некотором удалении от эксплуатирующихся шахт. В результате их работы резко сократился собственно шахтный водоотлив. Так, за 1968 г. среднегодовой общий водоотлив составил 9255 $м^3/ч$, из них дренажные узлы перехватывали 5610 $м^3/ч$ и из шахт откачивалось 3745 $м^3/ч$. Кроме улучшения условий отработки бокситов, это привело и к значительному эффекту, так как, перехватывая потоки подземных вод с флангов, дренажные узлы откачивают воды со значительно меньших глубин, чем в шахтах. Кроме узлов первой очереди, для широкого площадного дренажа на месторождении должно быть сооружено еще несколько узлов в связи с тем, что при глубоком водопонижении весь карстовый бассейн оказался разобщенным на отдельные участки, гидравлически почти не связанные между собой. По данным наблюдений, к 1962 г. на СУБРе выявлено пять участков с затрудненной гидравлической связью, шахты этих участков имеют независимый друг от друга водоотлив и обособленные депрессионные воронки. Разделение потока на отдельные ветви по мере снижения уровня воды будет увеличиваться. В дальнейшем при больших понижениях уровня воды, возможно, придется производить изолированный дренаж каждого шахтного поля.

Химический состав рудничных вод довольно пестрый, но преобладает гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,05 до 0,45 *г/л* при преобладающей до 0,2 *г/л* (увеличивающейся с глубиной), при общей жесткости от 2,0 до 3,2 *мг-экв*.

ИВДЕЛЬСКИЙ БОКСИТОНОСНЫЙ РАЙОН

К северу от Североуральских бокситовых рудников в пределах Ивдельского района разведано большое количество месторождений бокситов. Структурное и стратиграфическое положение последних весьма сходно с месторождениями СУБРа. Шегультанская синклиналь в Ивдельском районе осложнена более мелкими складками, среди которых выделяются Западная и Восточная синклинали, разделенные Центральным антиклинальным поднятием, ядро которого представлено эффузивными породами силурийского возраста, слагающими возвышенности. С Западиой синклиналью связаны месторождения: им. XIX Партсъезда, Тошемское, Каменские выходы, Юртищенские I и II. Все месторождения боксита относятся к нижним свитам эйфельского яруса среднего девона и только Восточная залежь месторождения им. XIX Партсъезда находится среди известняков живетского яруса. С Восточной синклиналью, именуемой Горностайско-Лаксийской, связаны Горностайское, Петровское, Лаксийское, Ивдельское, Восточно-Горностайское и Краснооктябрьское месторождения.

Рудный пласт в пределах месторождений имеет моноклинальное залегание с углом падения до 25—30°. Нередко он нарушается сбросами меридионального направления, иногда образующих серию ступенчатых сбросов с амплитудой до 200—300 *м* и широтными сбросами с амплитудой до 100—150 *м*. Глубина разведанной части бокситового пласта в настоящее время не превышает 500 *м*, но, по-видимому, на отдельных участках он развит и глубже.

Основным источником обводнения рудных залежей являются трещинно-карстовые воды среднедевонских известняков, слагающих западную и восточную синклинальные зоны и образующих разобщенные бассейны подземных вод с различным гидрогеологическим режимом

Западный бассейн представляет собой узкую меридиональную депрессию в рельефе, к которой направлен поверхностный и подземный сток воды с обширных возвышенностей, расположенных западнее и восточнее ее, сложенных в основном вулканогенными породами. Общая водосборная площадь Западного бассейна подземных вод составляет 800 *км*^{2}, из них только 300 *км*^{2} занято закарстованными известняками, в трещинно-карстовой зоне которых, развитой до глубины 70—80 *м*, а в зонах разломов до 200—300 *м*, формируются основные запасы подземных вод, обводняющие месторождения. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока трещинных вод и поверхностных вод рек.Мань-Тосемья, Ивдель, Тошемка и Тальтия, которые, вступая в область закарстованных пород, резко уменьшают свой расход, а иногда полностью переходят в подземный сток.

Степень водообильности известняков на месторождениях Тошемском, Юртищенском, им. XIX Партсъезда весьма различна. Наряду с участками плотных монолитных известняков, где удельные дебиты по скважинам равнялись сотым и тысячным долям литра в секунду, были вскрыты обводненные зоны с удельными дебитами до 3—4 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации соответственно были определены в пределах 0,013—5,7 *м/сутки*. Учитывая опыт СУБРа и идентичность гидрогеологических условий этих бассейнов, можно полагать, что в водном

балансе Ивдельского карстового бассейна основное значение будут иметь поглощенные поверхностные воды, которые по мере развития эксплуатационных работ естественно будут способствовать возрастанию водопритоков. В связи с этими обстоятельствами, а также с удаленностью месторождений от промышленных центров и с отсутствием благоустроенных дорог освоение этих месторождений пока не намечается.

Восточный бассейн трещинно-карстовых вод представляет собой полураскрытую гидрогеологическую структуру, занимающую возвышенное плато и дренируемую Восточно-Уральским палеозойским уступом, что предопределило значительно меньшую водообильность его благодаря менее благоприятным условиям питания трещинно-карстовой зоны, меньшей ее мощностью, прослеженной до 70—80 *м*, и благоприятной разгрузкой подземных вод за пределами месторождения. Известняки здесь занимают площадь 80 *км*^{2} при общей водосборной площади 120 *км*^{2}, и питание их в основном происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков только на открытых водораздельных площадях. Видимого поглощения речных вод рек Ивдель, Лаксия в пределах Горностайского и Лаксийского месторождений не происходит.

Степень водоносности известняков крайне неравномерна и меняется как по площади их распространения, так и в вертикальном разрезе, причем с глубиной она значительно уменьшается. Удельные дебиты скважин в верхней обводненной зоне колеблются в пределах 2—8 *л/сек*, увеличиваясь до 20—30 *л/сек* в тектонически ослабленных зонах. В нижней слабо обводненной зоне удельные дебиты скважин не превышают 0,2 *л/сек*, а нередко встречаются совершенно безводные монолитные блоки известняков.

Расчетный ожидаемый водоприток в горные выработки определяется в количестве около 1000—2000 *м*^{3}*/ч* при отработке рудного пласта на глубину до 200 *м*. По-видимому, фактические водопритоки будут соответствовать расчетным, исключая отдельные особо обводненные зоны, из которых возможны прорывы воды с большим расходом. Разработку бокситовых месторождений Ивдельского района рекомендуется начинать именно с месторождений восточной синклинальной зоны.

Химический состав подземных вод Ивдельской группы месторождений гидрокарбонатный, преимущественно кальциевый, реже кальциево-магниевый с минерализацией от 0,2 до 0,3 *г/л* при общей жесткости от 2 до 5 *мг-экв*. Характерный солевой состав воды по Горностайскому месторождению представлен формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,85}{Ca\,77\;Mg\,12\;(Na+K)\,10}.$$

ЮЖНО-УРАЛЬСКИЙ БОКСИТОВЫЙ БАССЕЙН

Месторождения боксита Южного Урала расположены на западном склоне Центрально-Уральского поднятия, в глубокой депрессии, приуроченной к долине р. Ай, между хребтами Сикияз, Сулея на юго-востоке и Кукшик на западе. Река Ай, левый приток р. Уфы, протекает в глубокой узкой каньонообразной долине с высотой берегов до 90 *м*, со среднегодовым расходом 3—4 *м*^{3}*/сек*, увеличивающимся в паводок до 350—600 *м*^{3}*/сек*. Основные левые притоки р. Ай (Каменка, Ищелька, Улуир) берущие начало в горах Сулея и Кукшик, пересекая закарстованные известняки, в бóльшей степени поглощаются карстовыми воронками и понорами и не имеют постоянного стока.

Основной геологической структурой района месторождений является Улуиро-Айская синклиналь, сложенная породами среднего палеозоя и простирающаяся в северо-восточном направлении. Окружающие ее кембрийские и протерозойские метаморфизованные образования слагают антиклинальные поднятия, которым в рельефе отвечают хребты Сулея, Кукшик и др. Палеозойские образования представлены в основном известняками, реже доломитами с прослоями сланцев и песчаников среднего и верхнего девона и нижнего карбона, которые образуют более мелкие структуры второго и третьего порядков с углами падения 5—12°, редко до 20° на северо-запад или юго-восток. Нередко они осложнены дизъюнктивными нарушениями взбросо-надвигового характера. Наиболее крупный надвиг с амплитудой перемещения до 500 *м* известен в юго-восточной части района, где древние протерозойские толщи надвинуты на отложения девона и карбона (хребты Сулея, Кукшик и др.).

Более мелкие нарушения типа сдвигов и небольших сбросов разбивают массив известняков на отдельные блоки, разобщенные тектонически ослабленными зонами. В рельефе эти зоны выражаются глубокими логами, весьма характерными в описываемом районе. На дислоцированных палеозойских отложениях залегает мезо-кайнозойская толща, представленная валунно-галечными и глинистыми осадками мощностью до 20 *м*. Пласт боксита мощностью до 6 *м* приурочен к породам франского яруса и залегает преимущественно до глубины 200 *м*, реже 300 и 600 *м*. Подстилается он в основном карбонатно-терригенными отложениями, а перекрыт почти исключительно карбонатными максимальной мощностью до 700 *м*. Отдельные рудные тела образуют месторождения, которые разделяются на две группы: Кукшинскую (Айское, Новое, Покровское, Красно-Каменское, Мурсалимкинское, Свободкинское, Терменевские I и II) и Ново-Пристанскую (Айлинское, Межевой Лог, Барсучий Лог, Первомайское, Ивано-Кузьминское, Блиново-Каменское, Кургазакское и Алексеевское). Обе группы месторождений вытянуты полосами северо-восточного простирания согласно с основным простиранием вмещающих рудное тело пород.

Гидрогеологические условия этих месторождений определяются в основном степенью трещиноватости и закарстованности карбонатных пород, заключающих трещинно-карстовые воды, которые в условиях подпитки поверхностными водами являются главным источником обводнения рудных залежей. Рыхлые отложения характеризуются слабой водоносностью, сезонной неравномерностью заключенных в них пластово-поровых вод и не играют никакой роли в обводнении месторождений боксита.

Наиболее интенсивная трещиноватость и закарстованность карбонатных рудовмещающих пород проявляется в долине р. Ай, в зонах тектонических нарушений и контактов известняков с некарстующимися породами. Площадное распространение карста наблюдается только в долине р. Ай, на других участках оно носит в основном локальный характер. Максимальная закарстованность на глубину наблюдается в области активной циркуляции подземных вод до уровня р. Ай (70—120 *м*), где коэффициент закарстованности достигает 3,1%. С глубиной он снижается до 0,5—1,4%, а пустоты в основном заполнены глинистым материалом. Нижней границей распространения карста является пласт боксита, представляющий собой водоупор. Только в долине р. Ай, где он иногда размыт, карстовые явления затрагивают подрудную толщу.

Водораздельные пространства отличаются значительно меньшей закарстованностью, развитой до глубины 35—50 *м*, и только в линей-

ных ослабленных зонах до 200—250 *м*. Наиболее закарстованным участком на водоразделе является междуречье Каменки и Улуира (район Кургазакского месторождения), где наблюдается до 100 карстовых форм на 1 *км*^{2}.

Сильная закарстованность и низкое гипсометрическое положение карбонатного массива, к которому приурочены месторождения бокситов, создали исключительно благоприятные условия для накопления в нем значительного количества подземных вод. Почти весь поверхностный сток с окружающих хребтов общей площадью около 75 *км*^{2} поглощается известняками Улуирской синклинали. Реки при переходе из области некарстующихся пород в район развития известняков и доломитов начинают постепенно уменьшать свой расход, а затем полностью переходят в подземные потоки. Самый крупный подземный водоток образует рч. Каменка. В верхнем течении она имеет расход в межень 0,2—0,4 *м*^{3}/*сек*, увеличивающийся в паводок до 8,0—9,0 *м*^{3}/*сек*. В среднем течении расход ее уменьшается вдвое, а в нижнем поверхностный сток наблюдается только в периоды весеннего и осеннего паводков. Над подземными водотоками наблюдается широкое развитие глубоких карстовых воронок, понор, через которые в период паводков интенсивно поглощаются поверхностные воды. Разгрузка подземных вод происходит в долине р. Ай, где выходит около 200 родников с дебитом до 0,7—0,8 *м*^{3}/*сек*.

В связи с неравномерной трещиноватостью и закарстованностью карбонатных пород водоносность их довольно разнородна по площади и уменьшается с глубиной. Наиболее водообильные придолинные участки рек, в частности р. Ай, где удельные дебиты скважин достигают 1—30 *л*/*сек*, а коэффициенты фильтрации соответственно изменяются от 6 до 22 *м*/*сутки*. Плотные незакарстованные известняки на водоразделах менее водоносны, удельные дебиты здесь исчисляются тысячными и десятыми долями литра в секунду, а коэффициенты фильтрации от 0,02 до 0,8 *м*/*сутки*. Глубина залегания подземных вод здесь достигает 30 *м*, реже 90 *м*.

Режим трещинно-карстовых вод в естественных условиях подвержен сезонным изменениям с амплитудой колебания уровня до 25—30 *м*. Максимальный подъем его отмечается в конце октября после осенних дождей, минимум устанавливается к концу марта. Коэффициент сезонной неравномерности дебита родников достигает 20—40.

В целом гидрогеологические условия месторождений бокситов Южного Урала во многом сходны с месторождениями СУБРа. Положительным отличием для большинства южных месторождений является неглубокое залегание рудного пласта. Исключение составляют Кургазакское, Блиново-Каменское месторождения, где руда залегает на глубине 200—315 *м*, и Алексеевское — до 600 *м*.

Все месторождения ЮУБРа по гидрогеологическим условиям подразделяются на два типа: А — месторождения с простыми гидрогеологическими условиями (Межевой Лог и Кукшинская группа); В — месторождения с очень сложными гидрогеологическими условиями (Блиново-Каменское, Кургазакское, Алексеевское и юго-западные части месторождений Барсучий Лог и Первомайского).

Месторождения с простыми гидрогеологическими условиями (А) развиты на возвышенных участках и эксплуатируются преимущественно без водоотлива, так как рудный пласт находится, как правило, выше уровня воды в р. Ай, а на многих месторождениях выше уровня подземных вод. Только на месторождении Межевой Лог, расположенном на правом берегу р. Ай, в 2 *км* от ее русла, часть рудного пласта находится в обводненных условиях и руда отрабатывается с водоот-

ливом, увеличивающимся от 60—70 до 185 *м*³/*ч* по мере расширения горных работ. При вскрытии наиболее водоносных зон наблюдаются прорывы воды до 300 *м*³/*ч*.

Несмотря на наличие отдельных обводненных участков, эксплуатация месторождения Межевой Лог проходит без осложнений, но горные выработки не опускаются ниже уровня р. Ай.

Химический состав подземных вод месторождения «Межевой Лог» гидрокарбонатно-сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный каль-

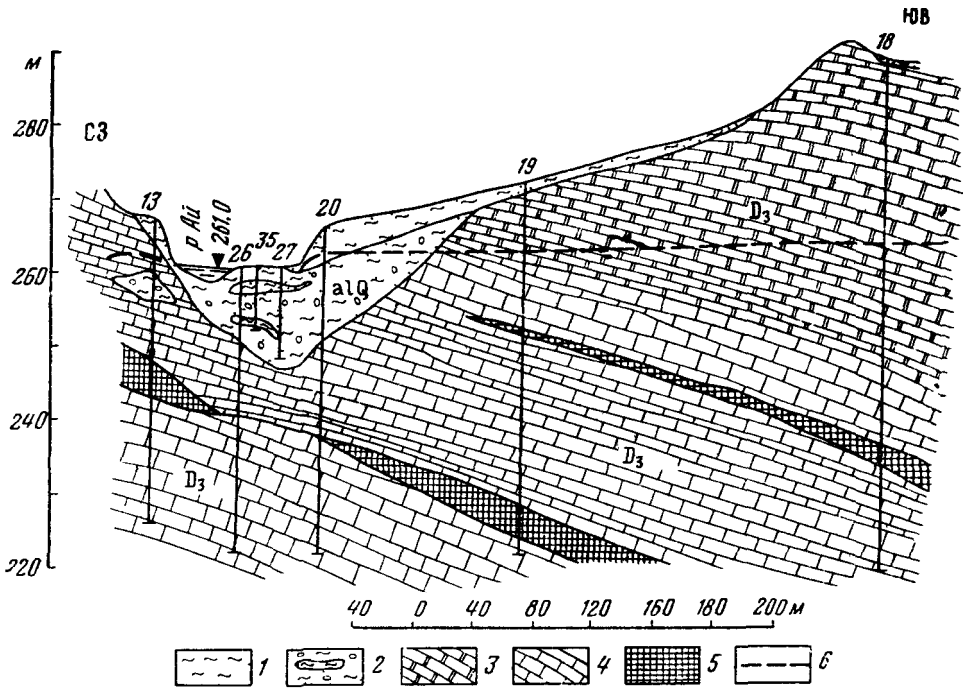


Рис 91. Гидрогеологический разрез Блиново-Каменского месторождения бокситов (по материалам Уралгидростанции)

1 — глины, суглинки, *2* — пески и галечники с линзами глин, *3* — известняки и доломиты, *4* — известняки, *5* — бокситы, *6* — статический уровень подземных вод на октябрь 1957 г

циево-магниевый с минерализацией от 0,1 до 0,35 *г/л* при общей жесткости от 3 до 7,5 *мг-экв*.

На месторождениях с очень сложными гидрогеологическими условиями, расположенными в долинах рек, руда залегает ниже уровня речных вод в сильно закарстованных и обводненных известняках (рис. 91). Кроме того, на границе двух наиболее крупных месторождении, Блиново-Каменского и Кургазакского, вкрест простирания пород проходит сухое русло рч. Каменки, которая имеет в основном подземное течение и величину поглощения, достигающую в паводок 1000 *м*³/*ч* и более. Глубина закарстованной зоны в долине этой речки до 250 *м*. При эксплуатации месторождений по этой зоне может возникнуть обратный водоток от р. Ай в сторону депрессии подземных вод на руднике. Общий баланс водопритоков на месторождениях этого типа при эксплуатации будет складываться из статических и динамических запасов подземных вод и инфильтрации поверхностных вод р. Ай.

Для изучения условий проходки глубоких шахтных стволов на Блиново-Каменском месторождении проходилась опытно-эксплуата-

ционная шахта, заложенная на левом берегу р. Ай, на расстоянии около 1 *км* от ее русла, в пределах развития плотных известняков в своде антиклинальной складки. Проходка ее до глубины 100 *м* выше уреза р. Ай производилась без водоотлива, а ниже до глубины 235 *м* с водоотливом производительностью от 3 до 8 $м^3/ч$; ниже — до 250 *м*, водоприток в шахту увеличился до 20—30 $м^3/ч$ и наблюдались про-

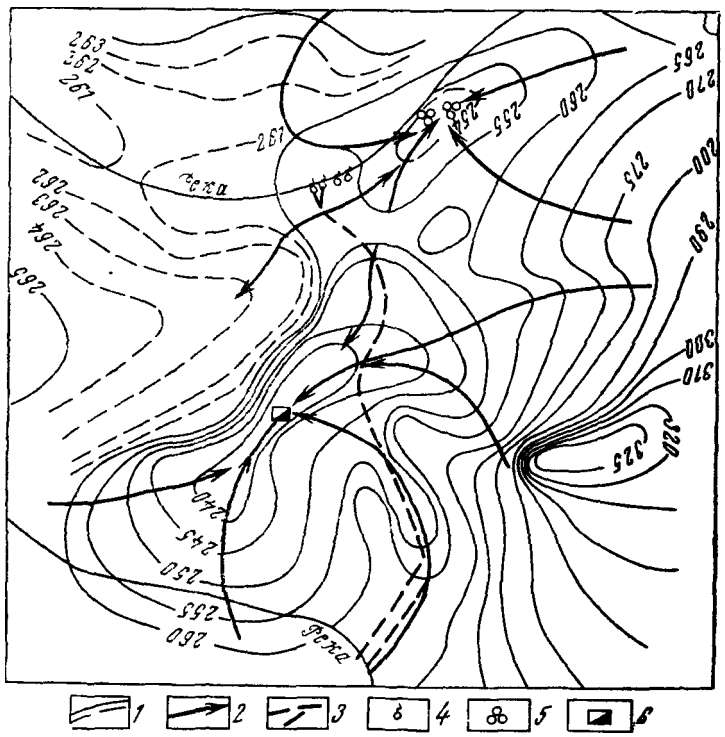


Рис. 92. Карта гидроизогипс Блиново-Каменского месторождения бокситов на момент опробования опытно-эксплуатационной шахты и узла скважин опытной откачкой. По материалам А. В. Медведева

1 — гидроизогипсы на 30 марта 1960 г., установленные и по предположению; *2* — направление движения подземных вод; *3* — подземное русло рч Каменки; *4* — родники «Шумиха», осушенные откачкой, *5* — опытный узел дренажных скважин, *6* — шахта, из которой производилась откачка

рывы воды с расходом от 120 до 230—320 $м^3/ч$. После сооружения на водоносной зоне бетонной перемычки водопритоки сократились до 70 $м^3/ч$.

В весенне-летний период 1960 г. из шахты была проведена длительная откачка воды с расходом 380 $м^3/ч$ при понижении уровня на 30 *м*. В период паводка расход ее увеличился до 420 $м^3/ч$, а уровень поднялся на 22 *м*, и только после паводка вновь был снижен на 35 *м*. Влияния р. Ай при откачке не наблюдалось, так как река здесь протекает согласно с простиранием известняков, а фильтрация воды вкрест простирания их затруднена. Об этом свидетельствует депрессионная воронка, вытянутая в северо-восточном направлении, круто выклинившаяся в сторону реки (рис. 92). В настоящее время из шахты откачивается постоянно 125—155 $м^3/ч$ воды, но под защитой перемычек.

Для изучения величины фильтрации воды из р. Ай в северо-восточной части Блиново-Каменского месторождения был пробурен узел

дренажных скважин, из которых производилась откачка с суммарным дебитом около 300 *м*³/*ч* при понижении уровня на 13,5 *м* (на 3,5 *м* ниже уреза воды в реке). Образовавшаяся во время откачки депрессионная воронка свидетельствует о большой доле в общем балансе водопритоков статических запасов по сравнению с фильтрационными из р. Ай. Естественно, что при длительной эксплуатации с большими понижениями картина изменится, но это изменение будет развиваться медленно.

Рассматривая проектирование и отработку Блиново-Каменского и Кургазакского месторождений в едином комплексе, А. В. Медведев оценивает общий водоприток при их эксплуатации 6200 *м*³/*ч*, а на Алексеевском месторождении 2500 *м*³/*ч*.

Химический состав подземных вод Блиново-Каменского месторождения довольно однотипный — гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,1 до 0,6 *г/л* при общей жесткости от 1 до 5 *мг-экв*. Солевой состав воды по «Опытной» шахте

$$M_{0,4}\frac{HCO_3\,89}{Ca\,69\;Mg\,29}.$$

Основными рекомендациями, направленными на уменьшение водопритоков в горные выработки (по А. В. Медведеву), являются следующие.

1. Отвод рч. Каменки за пределы месторождений, что сократит общий приток с 6200 до 4800 *м*³/*ч*.

2. Цементация наиболее крупных карстовых углублений на площади водосбора рч. Каменки и в долине р. Ай, что позволит до некоторой степени сократить инфлюацию паводковых вод и атмосферных осадков.

3. Сооружение узлов дренажных скважин или дренажного штрека для наиболее полного осушения эксплуатационных горных выработок.

4. Создание водонепроницаемых завес методом цементации или замораживания при отработке наиболее обводненных и глубоких участков в целях предотвращения фильтрации речных вод через трещиноватые и закарстованные зоны.

2. Месторождения бокситов мезозойского возраста

Мезозойские бокситы известны в пределах Среднего и Южного Зауралья. Рудные тела бокситов приурочены к депрессиям в палеозойском фундаменте и по возрасту относятся к верхам пестроцветной толщи синарской свиты нижнего мела, представленной песчано-глинистыми отложениями. Залегают они моноклинально на глубине от 20—30 до 45 *м* от дневной поверхности.

Гидрогеологические условия месторождений довольно просты. Верхний горизонт пластово-поровых вод, приуроченный к рыхлым аллювиальным и элювиально-делювиальным отложениям, маломощен, слабоводообилен и практически на обводнение рудной залежи не влияет. Основным источником обводнения месторождений является водоносный горизонт пластово-трещинных вод, развитых в опоках серовской свиты нижнего эоцена, мощностью 20—30 *м* и пластово-поровотрещинных вод в песках, реже песчаниках верхнего мела мощностью 12—16 *м*, гидравлически взаимосвязанных между собой ввиду отсутствия между ними водоупорного слоя. Подстилается он водоупорными глинами нижнего мела, рудным пластом, а при их выклинивании — породами палеозойского фундамента, преимущественно вулканогенно-

осадочными или глинистой корой их выветривания На возвышенных водораздельных участках он перекрыт слабоводопроницаемыми опоковидными глинами и диатомитами палеогена и содержит напорную воду, по долинам рек, дренирующих горизонт, он обладает свободным уровнем и участками выходит на дневную поверхность в виде родников с дебитом от 0,1 до 4,0 *л/сек* Статический уровень находится в естественных условиях на 15—36 *м* выше бокситового пласта Водообильность горизонта в целом небольшая. Наиболее водообильными являются трещиноватые опоки и песчаники с дебитом скважин до 4 *л/сек* при понижении уровня на 11 *м*, коэффициенты фильтрации при этом составляют 2—5 *м/сутки*, реже до 17 *м/сутки* Менее водоносны пески, которые вследствие мелкозернистости обладают плывунными свойствами и слабой водоотдачей. Дебиты скважин в таких песках не превышают 0,03—0,3 *л/сек*, а коэффициент фильтрации их 0,2—0,3 *м/сутки*

При эксплуатации Соколовского месторождения этот водоносный горизонт был вскрыт на глубине 10—12 *м* и обеспечивал водоприток в карьер (длиной 500 *м*) в количестве 5—7 $м^3/ч$, увеличивающиися в паводок до 13 $м^3/ч$ При проходке в 1945 г на этом месторождении шахты глубиной 35 *м* осушение горизонта производилось дренажными скважинами и шурфами с суммарным водоотливом до 20 $м^3/ч$ при понижении уровня на 6 *м*

Основные осложнения разработки были связаны с наличием вкровле рудного пласта мелкозернистых песков-плывунов, которые при вскрытии давали очень большой вынос песчаных частиц На Соколовском карьере в связи с большим выносом песка произошел оползень рабочего борта длиной 160 *м* Угол естественного откоса после образования оползня установился равным 5—10°.

На разведанном за последние годы Мугайском месторождении при тех же принципиальных условиях имеют место два осложняющих фактора Во-первых, на ряде участков бокситовый пласт залегает на палеозойских известняках или отделяется от них маломощной толщей Известняки же, хотя и представляют небольшие массивы, характеризуются повышенной водообильностью (дебиты скважин от 2,5 до 18,4 *л/сек* при понижениях уровня на 3,5—14,0 *м*) и имеют напорный характер Вторым осложняющим фактором является р Мугай, пересекающая западную часть месторождения

В связи с этими факторами общий расчетный водоприток в будущий карьер оценивается 900 $м^3/ч$, а р Мугай рекомендуется отвести за пределы месторождения Отработку месторождения предполагается вести с предварительным водопонижением путем заложения дренажных скважин в подстилающие известняки

Никелевые месторождения

Месторождения никеля на Урале представлены, как правило, силикатно-никелевыми рудами, развитыми преимущественно в приконтактных зонах ультраосновных пород с известняками, и концентрируются в виде групп залежей

Режевская группа объединяет месторождения Покровское, Капарулинское и Голендухинское, расположенные на восточном склоне Среднего Урала, в пределах слабо всхолмленной равнины с абсолютными отметками от 200—230 *м* на водоразделах до 150—160 *м* — в долине р Реж, пересекающей этот район со среднегодовым расходом около 8,6 $м^3/сек$

Основной геологической структурой района является Алапаевско-Асбестовская синклиналь, сложенная в ядре карбонатными породами каменноугольного возраста, а на крыльях эффузивно-осадочной толщей девона, осложненной внедрением ультраосновных интрузий, впоследствии серпентинизированных. На размытой поверхности этих пород в депрессиях палеозойского рельефа залегают рыхлые образования древней коры выветривания, представленные разноцветными глинами, сохранившими структуру материнских пород. Средняя мощность их 20—25 *м*, но на контактах известняков с серпентинитами достигает 100—120 *м*. В пределах палеозойских депрессий на коре выветривания залегают более молодые отложения, представленные тонкозернистыми песками и пластичными глинами верхнего мела, песчаниками палеогена и бурыми вязкими глинами неогена.

Все никелевые месторождения Режевской группы генетически связаны с древней корой выветривания ультрабазитов площадного и линейного контактово-карстового типа. Последний пользуется преимущественным распространением. Так, на Покровском, Капарулинском месторождениях руды залегают в контактных зонах серпентинитов с известняками. Форма рудных тел пластообразная или в виде гнезд, линз, карманов, крайне невыдержанных по простиранию и по мощности. Мощность Главной залежи Покровского месторождения, например, в связи с неровным карстовым рельефом известняков, подстилающих залежь, изменяется от 4—6 до 28—34 *м*; глубина залегания руды от 3 до 30 *м*.

Гидрогеологические условия месторождений определяются в основном двумя факторами: наличием на месторождении трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод палеозойских образований и близостью р. Реж, подпитывающей их при эксплуатации. Толща рыхлых отложений мезо-кайнозоя, в том числе и глинистая древняя кора выветривания, практически безводна и нередко играет роль водоупорной кровли.

Трещинные воды в зоне выветривания некарстующихся пород обладают свободным уровнем, залегающим на глубине от 4—10 до 20—25 *м* в зависимости от рельефа поверхности, и развиты до глубины 40—60 *м*. Больших притоков в горные выработки они не дают.

Трещинно-карстовые воды пользуются более глубоким распространением — до 100—120 *м*, а трещинно-жильные до 170—200 *м*. В приконтактных зонах известняков с серпентинитами вследствие наличия над ними водоупорной глинистой толщи они обладают напорным уровнем. Характерным для трещинно-карстовой зоны является наиболее интенсивная трещиноватость и закарстованность верхней ее части, но трещины и пустоты выполнены глиной, что резко снижает водопроницаемость пород. С глубиной размеры пустот сокращаются, но одновременно в них уменьшается количество глинистого материала и это повышает общую обводненность породы.

По степени обводненности месторождения Режевской группы подразделяются на два типа: А — с простыми гидрогеологическими условиями и В — с очень сложными гидрогеологическими условиями.

К типу А относятся Покровское и Капарулинское месторождения, расположенные на водораздельном пространстве при ограниченной области питания, затрудненного слабоводопроницаемой глинистой толщей мезо-кайнозоя. Водопритоки в горные выработки при глубине карьеров около 20 *м* не превышали 20—35 $м^3/ч$ при понижении уровня воды на 5—7 *м*.

Голендухинское месторождение, расположенное в 250—300 *м* от р. Реж, характеризуется очень сложными гидрогеологическими усло-

виями вследствие непосредственной взаимосвязи подземных и поверхностных вод по приконтактной тектонически ослабленной зоне известняков с серпентинитами, выходящими на дневную поверхность в долине этой реки. Так, при разработке Южно-Голендухинской залежи притоки воды в карьер при понижении уровня воды на 1 *м* ниже уреза воды в р. Реж равнялись 50 *м*³/*ч*; при понижении на 4 *м* — 125 *м*³/*ч* и при понижении на 7 *м* приток возрос до 200 *м*³/*ч*. Эти притоки в течение года были устойчивы в силу постоянного влияния реки. В связи с этим резким возрастанием притоков и сравнительно небольшими запасами руды на глубине эксплуатация Голендухинского месторождения на глубинах ниже 7—8 *м* уровня воды не производилась.

Уфалейская группа месторождений расположена вдоль западной и восточной окраин Уфалейского серпентинитового массива, по которому проходит главный водораздел Урала. Геоморфологически они приурочены к пониженным участкам рельефа, прослеживающимся в виде двух субмеридиональных депрессий. Реки западного склона (Чусовая, Уфалейка с притоками Бол. Шелея и Генералка, Полдневая, Сугомак и др.) и восточного (Маук, Вязовка, Зюзелка) представлены своими верховьями с расходом 0,05—0,5 *м*³/*ч*, увеличивающимся в паводок до 4 *м*³/*ч*.

Пространственно и генетически никелевые месторождения связаны с Уфалейским серпентинитовым массивом, который представляет собой межпластовую интрузию в зеленокаменной толще, сложенной углисто-глинисто-кремнистыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, мраморами, порфиритами и их туфами, и разделяет ее на западную — Каркодинскую (или Уфалейскую) и восточную — Ольховско-Макаровскую зоны. В этих зонах на контакте мраморов с серпентинитами обычно фиксируются силикатно-никелевые и железорудные месторождения. На западной и северо-западной окраинах Уфалейского массива серпентинитов расположены Шелеинское, Крестовско-Тюленевское, Ново-Ивановское и Северное месторождения, а к восточному контакту серпентинитов с вмещающими породами приурочены Черноозерское и Синарское месторождения.

Контакт между серпентинитами и мраморами носит бóльшей частью тектонический характер, что определяет большую трещиноватость пород и повышенную закарстованность мрамора. Зона контакта часто представлена очень глубокими узкими впадинами протяженностью до 10—15 *км* при глубине до 300—400 *м* и ширине в верхней части 100—120 *м*, выполненными глинистыми продуктами выветривания. За пределами приконтактных зон мощность их не превышает 1—15 *м*. На дневную поверхность мраморы выходят редко, они бóльшей частью перекрыты сланцами или серпентинитами. Поверхность мраморов на глубине закарстована, но сравнительно неглубоко.

Никелевое оруденение приурочено к коре выветривания серпентинитов, к карстовым впадинам в мраморах, преимущественно в приконтактных зонах с серпентинитами. Рудные тела представляют собой неправильные пластообразные залежи мощностью от 1 *м* до десятков метров, залегающие обычно согласно с вмещающими породами на различной глубине.

Гидрогеологические условия месторождений сложные (тип Б) и не всегда благоприятны для разработки руды. Обводненность их обусловлена в основном трещинно-карстовыми водами мраморов и известняков и трещинно-жильными водами приконтактной зоны, обладающей высокой водообильностью. Пластово-поровые воды рыхлых отложений и трещинные воды некарстующихся пород палеозоя боль-

шого значения в обводнении рудников не имеют. Водопритоки в горные выработки при их вскрытии обычно не превышают 5 *м*³/*ч*, реже 10 *м*³/*ч*, а некоторые выработки проходятся без водоотлива

Трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды обладают преимущественно напорным уровнем с величиной напора до 200 *м*, при пьезометрическом уровне от 2 до 26 *м* — на Тюленевском месторождении и от 32 до 63 *м* — на Черемшанском.

При вскрытии горными выработками трещинно-карстовых вод мраморов притоки обычно достигают 120—180 *м*³/*ч* с отдельными кратковременными прорывами до 300—360 *м*³/*ч*, редко достигающими 1500 *м*³/*ч*. В процессе длительной эксплуатации водоотлива водопритоки постепенно снижаются, свидетельствуя о незначительных статических и динамических запасах трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод. Режим трещинно-карстовых вод подвержен сезонным колебаниям, коэффициент сезонной неравномерности водопритоков 1,5—3,0, а амплитуда уровня в разные времена года достигает 12,6 *м* (Синарское месторождение). Эксплуатация отдельных месторождений Уфалейского района (данные Л. Д. Бочарова) проводится при следующих условиях.

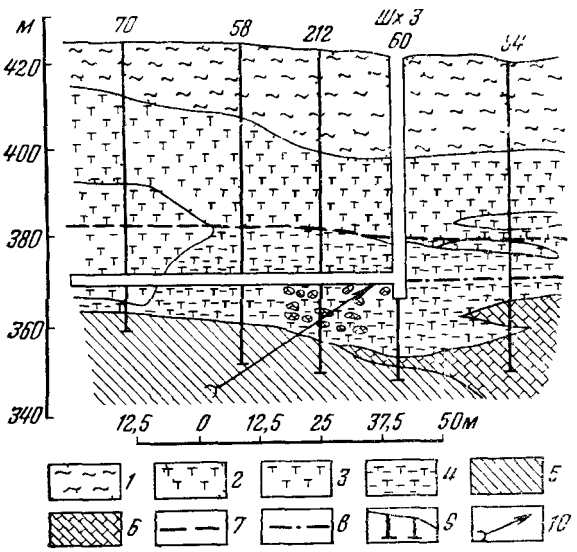


Рис 93 Гидрогеологический разрез Шелеинского месторождения никеля

1 — глина песчаная, *2* — дезинтегрированные тальковые и тальк карбонатные породы, *3* — серпентинит дезинтегрированный, *4* — тальковые и серпентинитовые пелиты *5* — сланцы хлоритовые и тальк хлоритовые, *6* — мрамор динамический уровень подземных вод *7* — на 1940 г *8* — на 1943 г, *9* — скважины, *10* — место прорыва воды из мраморов в квершлаг шх 3

Шелеинское месторождение, расположенное на западной окраине Уфалейского серпентинитового массива, на водоразделе рек Генералки и Шелеи, эксплуатируется с 1941 г До 1949 г. эксплуатация его производилась подземным способом, а затем карьером. Первые шахты 1 и 2 проходились в сланцах, подстилающих рудные тела и мраморы. Для осушения мраморов из шахт были пройдены восстающие выработки, приток воды в 1-ой из них в период с 1943 по 1947 г был равен 58—88 *м*³/*ч* при понижении уровня на 28 *м* от статического. В связи с недостаточным снижением уровня воды из 2-го восстающего была пройдена горизонтальная рассечка на контакт сланцев с мраморами. Из этой рассечки 8 октября 1943 г. произошел прорыв воды с расходом до 1500 *м*³/*ч* (рис. 93). К 16 октября дебит упал до 340 *м*³/*ч*, а к 25 октября до 270 *м*³/*ч*. В связи с прорывом произошло снижение уровня на большой территории, образовалась депрессионная воронка с радиусом 400 *м* и понижением уровня в центре депрессии на 26,8 *м*. В 1948—1949 гг. при понижении уровня воды на 35—40 *м* водоотлив составлял 100—126 *м*³/*ч*. В 1949 г Шелеинское месторождение переведено на открытую разработку, а шахта 1 стала использоваться как дренажная для карьера. В 1961 г. для дальнейшего осушения рудника из выработок шахты были пройдены три специаль-

ные скважины, которые осушали карьер при общем суммарном водоотливе 275—325 $м^3/ч$. В 1963—1964 гг. отработка месторождения закончена при глубине карьера 90 *м*.

Тюленевское и Крестовское месторождения приурочены также к западной никеленосной полосе. Эксплуатация Тюленевского месторождения была начата в 1927—1930 гг. карьером, а осушение производилось при помощи двух шахт глубиной 36 и 37 *м*, пройденных на контакте мраморов со сланцами и серпентинитами. Водоносные породы вскрывались на глубине 12—15 *м*, но водообильность их была низкой. В среднем за период с 1930 по 1939 г. на месторождении откачивалось 7—8 $м^3/ч$ воды при понижении уровня на 10 *м*, и только при вскрытии известняков в одном из квершлагов водоприток увеличился до 20—25 $м^3/ч$. После дренажа он быстро сократился.

Начиная с 1939 г. Тюленевское и Крестовское месторождения разрабатываются одним карьером до глубины 24 *м*, а осушение его производится дренажной скважиной, дебит которой увеличивался с 33 до 54 $м^3/ч$ при понижении уровня на 17 *м*. В 1957 г. для дальнейшего осушения карьера был пройден дренажный квершлаг, из которого пробурены две горизонтальные скважины. Суммарный приток в эти скважины был 15 $м^3/ч$, а 18 марта 1957 г. скважины вскрыли трещину в мраморах, из которой под большим напором стала выступать вода с расходом около 200 $м^3/ч$. Через 5 суток он сократился до 50 $м^3/ч$.

Черноозерское месторождение разрабатывается с 1958 г. карьером, осушение которого производилось дренажной скважиной с расходом 180—200 $м^3/ч$ при понижении уровня на 65 *м*, что обеспечило эксплуатацию карьера при глубине 26 *м*. В дальнейшем расход скважины снизился до 110 $м^3/ч$ и увеличивался только в период паводка до 220 $м^3/ч$.

В результате дренажных работ на Уфалейской группе месторождений образовалась единая депрессионная воронка радиусом около 1,5 *км*, в пределах которой статические запасы подземных вод полностью сработаны, но динамические запасы, восполняющиеся за счет атмосферных осадков, стекающих в пониженные участки рельефа, обеспечивают высокие и довольно устойчивые водопритоки в горные выработки.

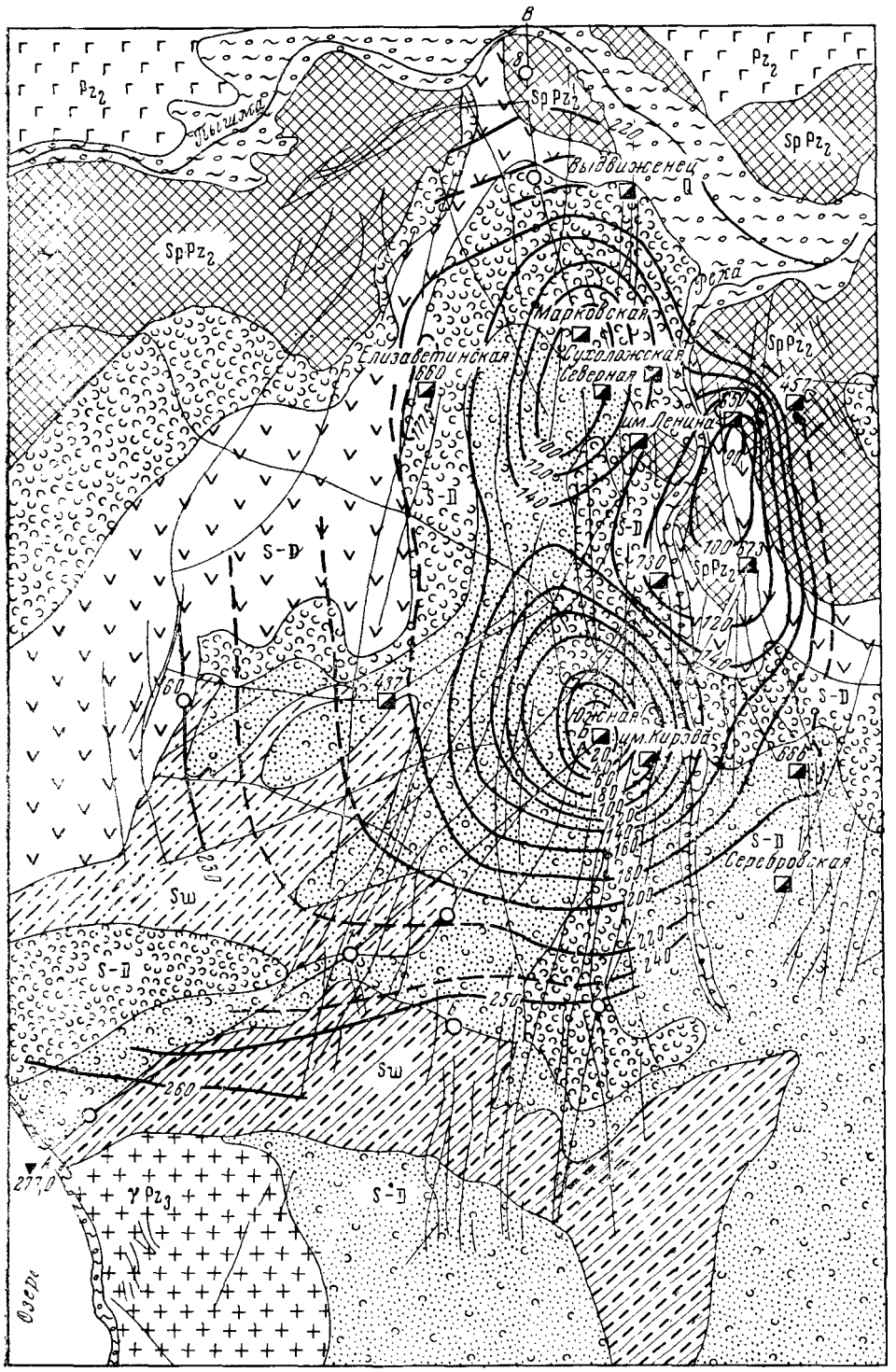
Химический состав подземных вод достаточно полно изучен только на Черемшанском и Северном месторождениях, где он характеризуется как гидрокарбонатный магниевый, реже магниево-кальциевый с минерализацией от 0,14 до 0,25 *г/л* при общей жесткости от 1,0 до 3,5 *мг-экв*. Типичный солевой состав их по Черемшанскому месторождению выражается формулой:

$$M_{0,14}\,\frac{HCO_3\,94}{Mg\,70\;Ca\,17\;(Na+K)\,13}.$$

Золоторудные месторождения

Коренные месторождения золота на Урале приурочены к жильным полям, развитым среди пород различного генезиса и состава. Наиболее известными из них являются Березовское на Среднем Урале и Кочкарское на Южном Урале. Для обоих месторождений характерно развитие в основном трещинно-жильных вод, которые определяют довольно высокую водообильность рудников.

В качестве характерного примера условий обводнения золоторудных месторождений приводится подробное описание Березовского ме-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

сторождения, которое разрабатывается при больших притоках подземных вод (среднегодовой приток за 50-летний период наблюдений составил 1433 $м^3/ч$).

Кочкарское золоторудное месторождение, имеющее сходные гидрогеологические условия, обводнено значительно меньше, притоки на рудном поле при глубине эксплуатации до 430 *м* не превышают 300 $м^3/ч$, а в среднем по отдельным шахтам равны 70—80 $м^3/ч$. Меньшая водообильность Кочкарского месторождения по сравнению с Березовским связана в первую очередь с отсутствием влияния поверхностных вод, меньшей тектонической нарушенностью месторождения и развитием жил в плотных породах гранитоидного состава, что обусловливает их небольшую трещиноватость.

Березовское месторождение расположено на северном склоне водораздела рек Пышмы и Исети, представляющем слабо всхолмленную равнину, где чередование положительных и отрицательных форм рельефа подчиняется в основном развитию литологически разнородных пород. Возвышенности обычно сложены интрузивными породами, а осадочно-вулканогенные породы занимают пониженные участки, причем наиболее глубокие депрессии сложены осадочными отложениями и часто заболочены. Река Пышма протекает в широтном направлении в 3 *км* севернее рудного поля, а ее правые притоки Калиновка и Шиловка берут начало из болот водораздела и текут в меридиональном направлении, пересекая район месторождения соответственно западнее и восточнее рудного поля, а р. Березовка с расходом 3,7 $м^3/сек$ протекает непосредственно в пределах месторождения. В непосредственной близости, юго-западнее месторождения, расположено оз. Шарташ площадью около 7 $км^2$. В геолого-структурном отношении Березовское месторождение находится в пределах центральной части Восточно-Уральского поднятия, между Верх-Исетской и Мурзинской гранитными интрузиями, и приурочено к Березовской брахисинклинали, сложенной вулканогенно-осадочными породами березовской свиты и осложненной более мелкими сжатыми складками, опрокинутыми на восток при общем пологом залегании пластов. В меридиональном направлении Березовская синклиналь прорезана многочисленными дайками гранитоидного состава, трещины в которых в более позднее время выполнены золотоносными кварцевыми жилами. Севернее месторождения эта структура прорезана Пышминско-Ключевским габбро-серпентинитовым массивом, который пересекает р. Пышма, а южнее Шарташским гранитным массивом, где расположена котловина одноименного озера (рис. 94). Пострудные тектонические подвижки, широко развитые на месторождении, в приконтактных зонах серпентинитов с вмещающими породами обновили существующие ранее тектонические разломы преимущественно меридионального и юго-восточного простирания с амплитудой смещения от 5 до 30 *м*, в результате чего золоторудные кварцевые дайки оказались разорванными на блоки.

Рыхлые мезо-кайнозойские отложения представлены глинистой корой выветривания, развитой в зонах тектонических нарушений и выполняющей щелевидные углубления в палеозойском рельефе до глу-

Рис. 94. Схематическая гидрогеологическая карта Березовского золоторудного месторождения.
Составили А. С. Веретенникова и Л. С. Архангельская по материалам Уралгидростанции и Березовского рудника

1 — аллювиальные и озерные отложения: суглинок, песок, торф; *2* — порфириты, диабазы и их туфы; *3* — туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты с прослоями филлитов; *4* — зернистые туфы порфиритов и диабазов; *5* — углистые кварцитовидные сланцы; *6* — окварцованные актинолитовые сланцы; *7* — серпентиниты и тальк-карбонатные породы; *8* — габбро, *9* — граниты, *10* — дайки гранит-порфира, аплита и кварцевые жилы; *11* — гидроизогипсы на октябрь 1955 г., *12* — шахты; *13* — наблюдательные скважины, *14* — урез воды озера на 1956 г.

бины 100—120 *м*, элювиально-делювиальными песчано-глинистыми отложениями мощностью 2—3 *м*, развитыми почти повсеместно, и аллювиальными отложениями — в долинах рек мощностью до 12—15 *м*. Наиболее древние из них слагают золотоносную террасу р. Пышмы.

Березовский тип золотого оруденения представлен золото-сульфидно-кварцевыми жилами, развитыми или в гранитоидных дайках, или в породах, вмещающих дайки. Гранитоидные дайки меридионального простирания имеют протяженность от 4—5 до 7—8 *км* и мощность от 8—12 до 20 *м*. Секущие их вкрест простирания кварцевые жилы небольшой длины имеют мощность 1—2 до 10 *см*, редко 20—25 *см*.

Основным источником обводнения месторождения являются трещинно-жильные воды, приуроченные к тектоническим нарушениям, многочисленным дайкам гранитоидов и кварцевым жилам, которые представляют собой естественные подземные дрены и в то же время являются проводниками поверхностных вод.

Трещинные воды верхней зоны выветривания, развитые до глубины 60—80 *м*, в настоящее время почти утратили свое значение, так как почти полностью осушены в процессе рудничного водоотлива. Низкое гипсометрическое положение Березовского месторождения в замкнутой котловине обусловило создание здесь благоприятных условий для накопления подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков с дренируемой водосборной площади, за счет фильтрации поверхностных вод рек Пышмы, Березовки, Шиловки и поступления воды из затопленных разрезов в зонах обрушения. Интенсивному проникновению воды с поверхности способствует и огромная депрессионная воронка радиусом свыше 5 *км*, образовавшаяся в результате длительного водоотлива на руднике.

Березовское месторождение открыто в 1745 г., и разработка его началась в 1748 г. небольшими старательскими шахтами и шурфами без водоотлива. Позднее, с начала XIX в. на шахтах месторождения применялся индивидуальный водоотлив, сведений о котором не сохранилось.

С 1917 по 1930 г. месторождение находилось на консервации, а в 30-е годы было построено несколько новых шахт, которые объединены в настоящее время в два рудника — им. Ленина и им. Кирова. В эксплуатации находится 6—7 шахт, а до 1956 г. на севере работала шахта им. Ленина как водоотливная. Водопритоки в эти шахты на 1935 г., по данным М. О. Клер, суммарно составляли 1600—1800 $м^3$ *ч*. Наиболее обводненными являются шахты «Марковская», им. Кирова, «Серебровская», «Сухоложская» с водопритоками от 220 до 350 $м^3/ч$ и им. Ленина с водоотливом 500—600 $м^3/ч$, расположенные в пониженных участках рельефа, особенно в северной части месторождения, вблизи р. Пышмы, которая в условиях глубокого дренажа подпитывает водоносный горизонт. Характерно в этом отношении формирование водопритока в шахту «Марковская», где из северных штреков со стороны р. Пышмы поступало 326 $м^3/ч$ воды, а из южных только 23 $м^3/ч$.

Наиболее северная шахта им. Ленина, расположенная вблизи р. Пышмы, в период эксплуатации рудника являлась наиболее обводненной и в общем балансе рудничного водоотлива давала около половины откачиваемой воды. В настоящее время ее функции исполняет более глубокая шахта «Северная».

Южная часть месторождения менее водообильна, чем северная, водопритоки не превышали 50 $м^3/ч$. В настоящее время здесь основной водоотлив сосредоточен на шахте «Южная», которая также является

окраинной и перехватывает поток подземных вод с южного фланга рудного поля. Данные о среднегодовых притоках подземных вод по наиболее обводненным шахтам и в целом по руднику приводятся в табл. 35. Как видно из этой таблицы, за длительный период дренаж-

Таблица 35

Среднегодовые водопритоки в горные выработки Березовского золоторудного месторождения за период с 1912 по 1962 г.

Годы наблюдений	Количество шахт	Среднегодовой водоприток в основные наиболее водообильные шахты, $м^3/ч$		Суммарный водоприток за год, $м^3/ч$	Годы наблюдений	Количество шахт	Среднегодовой водоприток в основные наиболее водообильные шахты, $м^3/ч$		Суммарный водоприток за год, $м^3/ч$
		им. Ленина (с 1957 г., Северная)	Южная				им. Ленина (с 1957 г., Северная)	Южная	
1912	Н с.			1332	1941	Н. с	612		1738
1917	" 6"			1566	1942	" "			1526
1930	9			1170	1943	" "	558		1396
1931	7			1386	1944	" "			1068
1932	9			1317	1949	2	673	220	893
1933	13			1472	1950	2	623	281	904
1934	Н с.			1803	1951	5	673	349	1130
1935	12			1746	1952	7	702	544	1404
1936	18			1782	1953	7	670	478	1282
1937	20			1666	1954	6	670	356	1138
1938	19	702		1728	1955	7	716	234	1131
1939	19	792		1738	1956	8	691	536	1645
1940	19	752		1602	1957—1962	6	600	530	1680

ных работ наблюдается относительная стабильность водопритоков; возрастание их в некоторые годы вызывалось увеличением количества вскрываемых горизонтов или общей длины горных выработок.

В результате многолетнего водоотлива на Березовском месторождении образовалась депрессионная воронка, вытянутая в меридиональном направлении более чем на 10 *км*. На севере она ограничивается долиной р. Пышмы, а на юге уходит под дно оз. Шарташ, оставляя его в подвешенном состоянии. На западе она ограничена Калиновским болотом, а на востоке речками Березовкой и Шиловкой (рис. 95). Зеркало подземных вод в пределах развития депрессионной воронки представляет собой огромную вогнутую поверхность с общим понижением в центральной части, достигающим 100 *м*, на фоне которой выделяются небольшие замкнутые весьма глубокие депрессии около водоотливных стволов. На шахте «Южная» понижение достигло глубины 262 *м*, на шахте «Северная» — 162 *м*. Распространение депрессионной воронки до р. Пышмы, а также вовлечение в шахтный водоотлив стока с водосборных площадей более мелких рек обеспечивает устойчивый большой водоприток в шахты Березовского рудного поля в течение всего периода его эксплуатации. По данным Уральской гидрогеологической станции, в настоящее время в горные выработки шахты «Северная» (расположена в 900 *м* от р. Пышмы) за счет инфильтрации речной воды поступает около 60% общего водопритока в шахту. При вскрытии тектонических нарушений в выработках иногда наблюдается кратковременное увеличение водопритоков, но размеры их не превышают 50 $м^3/ч$.

Горнотехнические условия разработки месторождения в основном благоприятные, однако при вскрытии горными выработками выветре-

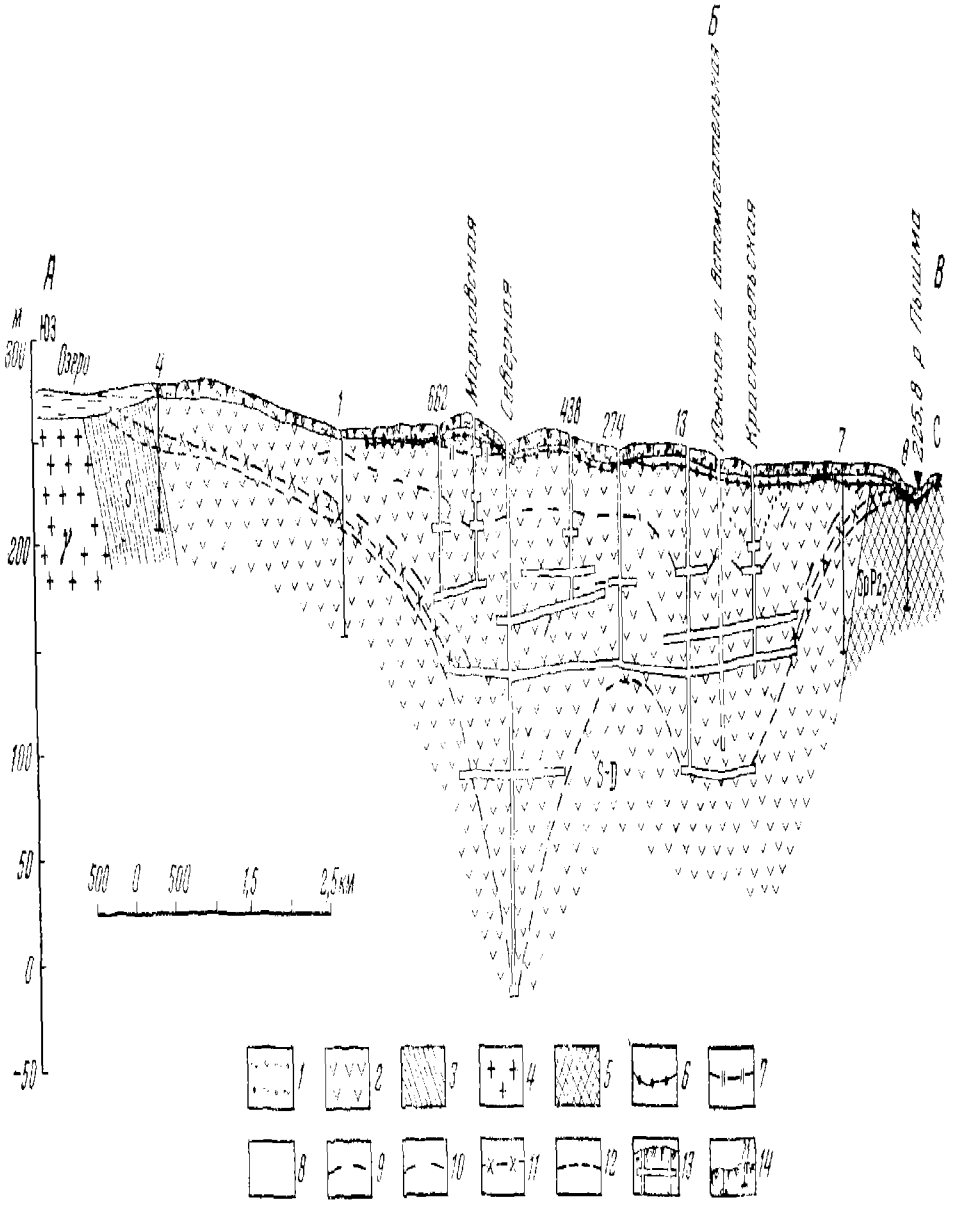


Рис. 95 Гидрогеологический разрез жильного поля Березовского золоторудного месторождения Составила Л С Архангельская по материалам Уралгидростанции за 1956 г

1 – аллювиальные и элювиально-делювиальные песчано-глинистые отложения 2 – рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы пересеченные дайками гранитоидов 3 – окварцованные аллювиальные сланцы 4 – граниты 5 – сиенит-диориты 6 – статический уровень подземных вод Динамический уровень подземных вод при редкостном водоотливе за годы 7 – 1904 8 – 1961 9 – 1932–1939 10 – 1957–1958 11 – 1951–1960, 12 – 1955–1963 13 – стволы шахт и подземные горные выработки 14 – наблюдательные гидрогеологические скважины

лых пород «красиков», обладающих свойствами плывунов, наблюдаются обвалы стенок выработок. Так, Н. Д. Буданов (1964) указывает, что «при вскрытии березитовой дайки квершлагом на глубине 75 *м* произошел прорыв выветрелых пород, насыщенных водой, в результате которого ствол шахты был искривлен, а надшахтные сооружения получили сильную деформацию».

Химический состав шахтных вод Березовского месторождения гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый или магниево-кальциевый с минерализацией от 0,15 до 0,46 *г/л* и весьма близок к поверхностным водам рек Пышмы, Шиловки и оз. Шарташ. Минерализация как шахтных, так и поверхностных вод несколько снижается в паводковый период и максимальной достигает в зимнюю межень

Наиболее характерные химические анализы шахтных и поверхностных вод приводятся в табл. 36.

Таблица 36

Результаты химических анализов шахтных и поверхностных вод Березовского месторождения по материалам Уральской гидрогеологической станции

Наименование шахт и водоемов	Анионы, *мг г*			Катионы, *мг г*			Формула Курлова
	HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na–K	
Шахта „Северная"	256	88	14	65	32	12	$M_{0,34}\frac{HCO_3\ 65\ SO_4\ 28}{Ca\ 50\ Mg\ 41}$
Шахта „Южная"	237	73	10	51	37	13	$M_{0,31}\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 25}{Mg\ 49\ Ca\ 41}$
Шахта 666	195	10	3	37	16	11	$M_{0,17}\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 50\ Mg\ 36\ (Na+K)\ 13}$
Река Пышма	165	41	61	58	23	23	$M_{0,43}\frac{HCO_3\ 44\ Cl\ 28\ SO_4\ 14}{Ca\ 47\ Mg\ 31\ (Na+K)\ 16}$

Питьевые качества шахтных вод хорошие, в связи с чем часть водоотлива используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

3. ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В группе нерудных рассматриваются два месторождения: Баженовское месторождение хризотил-асбеста и Троицко-Байновское месторождение огнеупорных глин, характеризующихся довольно сложными условиями обводнения подземными водами.

Другие нерудные месторождения не рассматриваются в связи с их очень небольшой водообильностью.

Месторождения асбеста

Баженовское месторождение хризотил-асбеста расположено в пределах Восточно-Уральского прогиба на восточном склоне Среднего Урала. Приурочено оно к массиву серпентинитов, занимающему в рельефе местности водораздельное положение с абсо-

лютными отметками 220—240 *м*. С севера и северо-запада месторождение огибает р. Бол. Рефт со среднегодовым расходом от 0,03 до 1,6 *м*³/*сек*. Долина ее пересекает серпентинитовый массив в 4 *км* севернее месторождения на отметках около 180 *м*. В северной части месторождения расположено оз. Окуневское, в центральной части оз Талицкое и другие более мелкие озера, а также многочисленные болота, которые в настоящее время находятся в стадии постепенного усыхания.

В геолого-структурном отношении Баженовское месторождение приурочено к меридионально вытянутой ультраосновной интрузии, представленной перидотитами, дунитами, серпентинитами и пироксенитами, которая прорывает метаморфические породы нижнего и среднего палеозоя в пределах восточного крыла крупной Асбестовско-Режевской синклинали. На западе она контактирует с габбровой, а на востоке с гранитной интрузиями. В приконтактной зоне мощностью до 400 *м* развиты тальк-карбонатные породы, прослеживающиеся до глубины 600—700 *м*. В пределах месторождения ультрабазитовый массив разбит сложной системой тектонических разломов и трещин, по которым внедрялись жилы и дайки кислых пород, представленных диорит-аплитами, кварцевыми диоритами, диоритами и плагиоаплитами. Преобладающим распространением пользуются крутопадающие, почти вертикальные, разломы меридионального простирания протяженностью до 10 *км*, к которым приурочены жилы и дайки диорит-аплитов, характеризующиеся наиболее интенсивной трещиноватостью.

С поверхности палеозойские породы перекрыты чехлом рыхлых элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений общей мощностью около 2—10 *м*, и только в области развития тальк-карбонатных пород глинистый элювий прослеживается до 30—40 *м*.

Гидрогеологические условия месторождения характеризуются развитием пластово-поровых, трещинных и трещинно-жильных вод, слагающих единый водоносный горизонт преимущественно безнапорных вод, который в естественных условиях залегал на глубине от долей метра до 10—20 *м* в зависимости от гипсометрического положения. Основным источником питания его являются атмосферные осадки. Движение подземного потока происходит в северном направлении от водоразделов к долине р. Бол. Рефт. Обводненность месторождения в целом незначительна ввиду слабой фильтрационной способности водовмещающих пород зоны выветривания (от 0,008 до 3,6 *м/сутки*) и малой мощности ее, варьирующей от 15 до 30 *м* в пределах ультрабазитового массива и от 25 до 50—60 *м* гранитоидного. Дебит скважин обычно не превышает 1,0 *л/сек*, а водопритоки в стволы шахт 9—30 *м*³/*ч*. Так, на Северном руднике при проходке ствола шахты в габбро до глубины 112 *м* водоприток составлял 22—25 *м*³/*ч*. В одной из шахт, пройденной в серпентинитах до глубины 120 *м*, он не превышал 9 *м*³/*ч*, а в другой при глубине 157 *м* составлял 30 *м*³/*ч*.

Повышенная водоносность ультрабазитового и гранитного массива отмечается лишь в пределах развития пород жильной формации, секущих этот массив. Наиболее обводненными являются дайки гранит-аплитов, трещиноватость в которых прослеживается до глубины 500—600 *м*. Дебиты скважин в них изменяются от 2 до 19 *л/сек* при понижении на 6—15 *м* При вскрытии их горными выработками обычно наблюдается интенсивный водоприток. Так, в юго-западном борту одного из карьеров Южного рудника наблюдался прорыв воды из дайки диорит-аплита в количестве 120 *м*³/*ч*. Характерно, что при проходке горизонтальных выработок по серпентинитам, даже асбестоносным, поступление воды в них очень незначительное, а иногда совершенно отсутствует, но в местах вскрытия диорит-аплитовых даек с потолка

и стенок выработок отмечается интенсивный водоприток в виде непрерывных струй.

В процессе эксплуатации месторождения карьерами условия питания подземных вод значительно улучшились за счет интенсивного

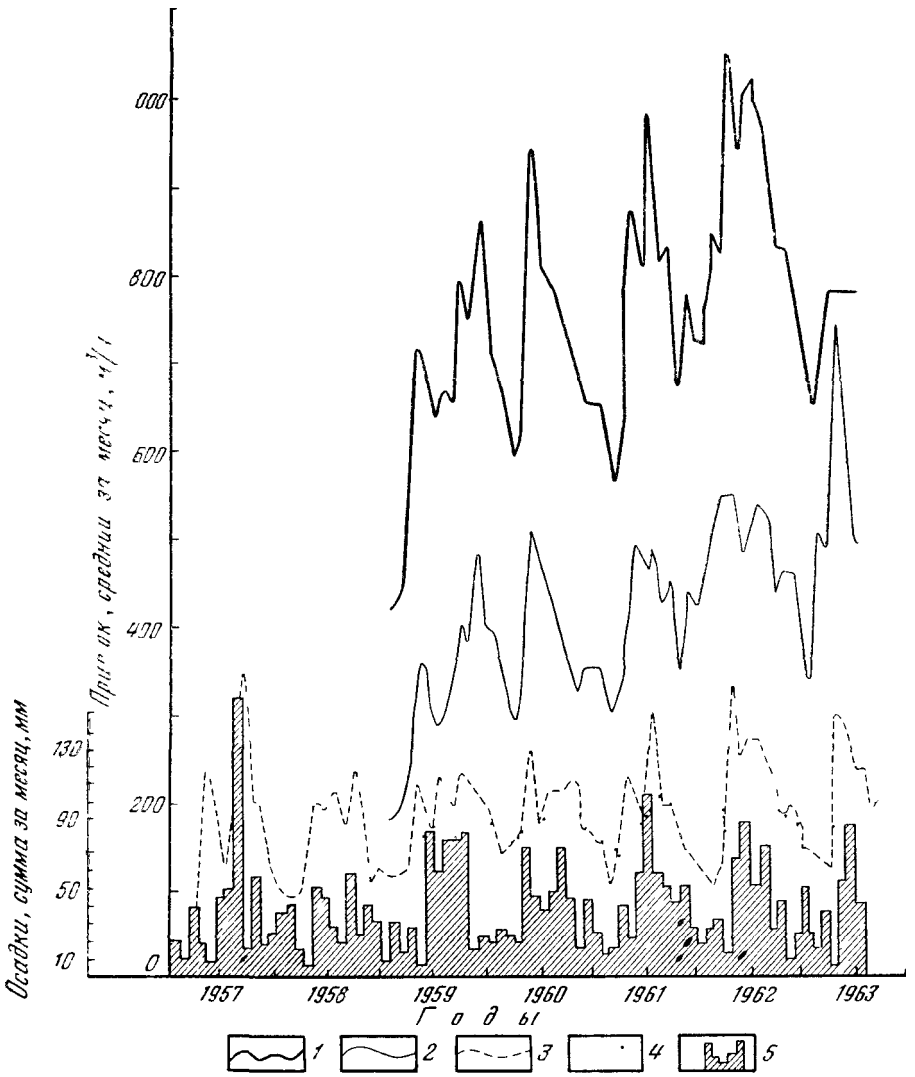


Рис 96 График водопритоков Баженовского месторождения хризотил-асбеста По М М Трапезниковой и В. М. Чемякину

1 — суммарный водоотлив по месторождению, *2* — водоотлив по Южному руднику *3* — водоотлив по Центральному руднику *4* — водоотлив по Северному руднику *5* — количество выпадающих атмосферных осадков

поглощения осадков, о чем свидетельствует хорошо выраженная зависимость расхода водоотлива от количества выпадающих дождей (рис. 96). Незначительную долю питания составляют поверхностные воды озер: Окуневского, находящегося в стадии усыхания, и Щучьего,— полностью осушенного.

Разрабатывается Баженовское месторождение с 1885—1889 гг В первый период добыча велась из небольших неглубоких карьеров, которые впоследствии сливались, объединялись на различных гори-

зонтах. В настоящее время оно эксплуатируется тремя рудниками: Северным, Центральным и Южным, где карьеры глубиной до 40 *м* отрабатывались почти без водоотлива, и только при бо́льших глубинах на них начинали применять специальный водоотлив. Схема дренажных устройств, принятая для осушения Центрального рудника в 1926—1928 гг., оказалась достаточно удачной и с успехом применяется до настоящего времени на всех рудниках. Представляет она ряд водоотливных шахт, пройденных по контуру карьеров и соединенных между собой системой дренажных горизонтальных штреков, проходящих под дном карьеров. Для спуска воды, скапливающейся на дне карьеров, в расположенные ниже штреки пробурены водоспускные скважины, входящие в общую дренажную сеть.

Таблица 37

Среднегодовые водопритоки на рудниках Баженовского месторождения

Год эксплуатации	Северный рудник		Центральный рудник		Южный рудник		Суммарный среднегодовой водоприток по месторождению, $м^3/ч$	Общая длина подземных дренажных горных выработок, *м*	Удельный водоприток на 1 *м* выработок, $м^3/ч$
	Глубина карьеров или дренажных штреков, *м*	Среднегодовой водоприток, $м^3/ч$	Глубина заложения дренажных штреков, *м*	Среднегодовой водоприток, $м^3/ч$	Глубина карьера или дренажных штреков, *м*	Среднегодовой водоприток, $м^3/ч$			
1934	Н. с.	Н. с.	15—50	170	17—42	461	631	1490	0,077
1936	22—33	21	50	198	39—54	262	482	1490	
1947	28—34	180	50	227	36—52	424	831	3170	0,037
1956	28—34	169	150	161	118	300	630	8300	0,073
1958	28—34	108	150	155	118	350	613	Н. с.	
1959	120	156	150	181	118	318	655	8800	0,074
1960	120	166	150	186	118	375	727	8900	0,081
1961	120	172	150	177	118	407	756	8900	0,085
1962	120	184	150	203	118	490	877	8900	0,089

Примечание. Данные о удельном водопритоке за 1934 г. и 1947 г. приведены из расчета водоотлива только из шахт Центрального рудника.

Приведенные в табл. 37 сводные данные по водоотливу свидетельствуют о медленном возрастании водопритоков по мере углубления выработок и расширения фронта работ. При этом удельные притоки на единицу длины горизонтальных штреков довольно стабильны, имеют тенденцию к небольшому увеличению.

В пределах годового цикла водопритоки находятся в полной зависимости от количества талых вод, интенсивности снеготаяния и количества дождевых вод, выпадающих в пределах карьеров (см. рис. 96).

Депрессионная воронка, образовавшаяся при водоотливе, вытянута в меридиональном направлении с максимальным понижением в центре до 70—90 *м*. На западе и востоке она ограничена областью распространения ультраосновного массива. Особенно резкий перепад уровней наблюдается на востоке месторождения, где серпентиниты контактируют с метаморфическими сланцами, играющими роль водоупора.

Химический состав рудничных вод в пределах развития ультраосновных пород гидрокарбонатный магниевый, реже магниево-кальциевый с минерализацией от 0,3 до 0,7 *г/л* при общей жесткости от 3 до 9 *мг-экв*. В пределах распространения метаморфических сланцев и габбро преимущественным развитием пользуются гидрокарбонатные

кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,8 *г/л* и общей жесткостью до 8 *мг-экв*.

Содержание основных химических компонентов в рудничной воде приведено в табл. 38.

Таблица 38

Химический состав рудничных вод Баженовского месторождения асбеста по основным компонентам

Наименование горных выработок	Дата отбора проб воды	Анионы, *мг/л*			Катионы, *мг/л*			Формула Курлова
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Карьер 7/4 (водоотлив)	21/II 1947 г.	387	17	28	27	75	—	$M_{0,4}\frac{HCO_3\ 85\ Cl\ 10}{Mg\ 82\ Ca\ 18}$
Карьер 11	23/VII 1957 г.	416	19	4	44	57	9	$M_{0,5}\frac{HCO_3\ 93}{Mg\ 64\ Ca\ 30}$
Скв. 1282	23/X 1955 г.	291	17	14	19	46	13	$M_{0,4}\frac{HCO_3\ 86}{Mg\ 73\ Ca\ 17\ (Na+K)\ 10}$

Месторождения огнеупорных глин

Троицко-Байновское месторождение огнеупорных глин является наиболее крупным на Урале и характеризуется исключительно высокой обводненностью, связанной с трещинно-карстовыми водами известняков, подстилающих продуктивную толщу, и весьма схоже в этом отношении с Алапаевским железорудным месторождением, описанным ранее.

Расположено оно на западной окраинной части Зауралья, характеризующейся здесь равнинным рельефом с абсолютными отметками 160—170 *м*, испещренным мелкими блюдцеобразными понижениями, нередко заполненными водой и прорезанным неглубокими долинами верховьев рек Калиновки и ее притоков Полдневой и Каменки, пересекающих месторождение в широтном и субширотном направлении. Минимальный зимний расход их не превышает 7—10 *л/сек*.

В геологическом отношении месторождение приурочено к Сухоложско-Каменской синклинали, крылья которой сложены известняками нижнего карбона, а ядро терригенными отложениями среднего карбона, представленными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами с прослоями известняков. Поверхность известняков характеризуется очень неровным карстовым рельефом с глубокими впадинами, разобщенными выступами с разностью высот между ними до 100—120 *м*. Почти повсеместно палеозойские породы перекрыты толщей рыхлых песчано-глинистых мезо-кайнозойских отложений общей мощностью от 10 до 60 *м*, к которым приурочены пластообразные залежи огнеупорных глин, залегающие на глубине от 10—15, реже 30 *м*. Подстилаются они кремнистой глиной беликовой толщи нижнего мела или непосредственно известняками, а перекрываются кварц-глауконитовыми песками и песчаниками верхнего мела. Выше по разрезу отдельными линзами залегают опоки палеогена, песчаные глины неогена и почти повсеместно четвертичные глины и суглинки (рис. 97). В целом месторождение представлено отдельными залежами

огнеупорных глин мощностью от 10—15 до 40—50 *м*, расположенных в пределах меридионально вытянутой полосы известняков протяженностью около 20 *км*, при общей площади месторождения около 80 *км*^{2}.

Гидрогеологические условия месторождения характеризуются наличием двух водоносных комплексов, различных по типам вод и по условиям их залегания. Верхний, приуроченный к отложениям мезо-кайнозойского возраста, заключает в себе пластово-поровые и пластово-трещинные воды спорадического распространения в линзах и прослоях песков среди водоупорных глин, а также в опоках палеогена.

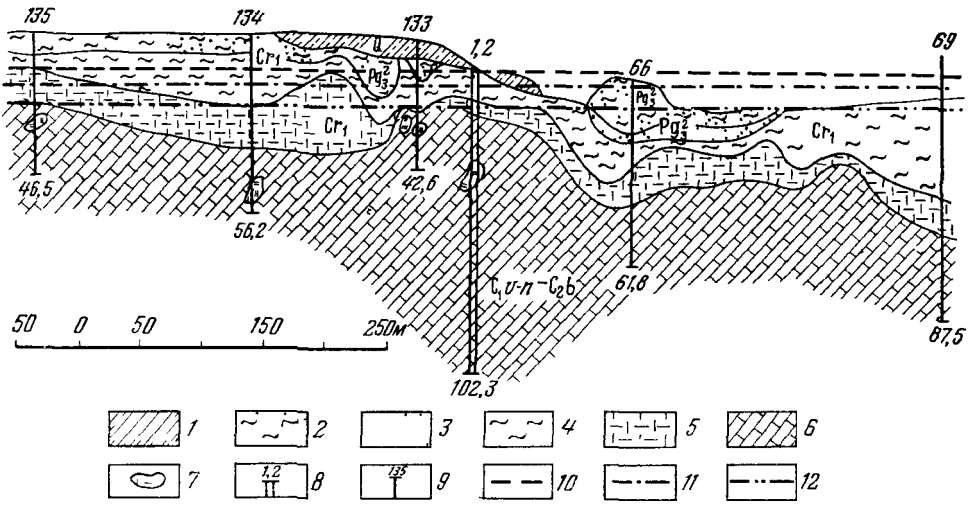


Рис 97. Гидрогеологический разрез Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин. Составила А. С. Веретенникова по материалам О. В. Жукова и В. Ф. Прейса

1 — глины, суглинки, супеси с линзами песков, *2* — глины гидрослюдистые с линзами песка, *3* — пески средние и крупнозернистые, *4* — глины огнеупорные, каолиновые и бокситовидные, *5* — белики глинистые и щебенистые, *6* — известняки *7* — карстовые полости, выполненные песчано глинистым материалом, *8* — водопонизительные скважины полдневского водоотлива, *9* — наблюдательные гидрогеологические скважины, *10* — пьезометрический уровень трещинно-карстовых вод известняков до эксплуатации рудника, *11* — динамический уровень на 1957 г (перед эксплуатацией скважинного водоотлива), *12* — динамический уровень воды на момент эксплуатации водоотлива (октябрь 1961 г)

Наибольшим распространением пользуются воды кварц-глауконитовых песков и песчаников верхнего мела, обеспечивающих водоприток до 20 *м*^{3}/*ч* и не вызывающих затруднений при эксплуатации карьеров.

Нижний водоносный комплекс, заключающий трещинно-карстовые воды в известняках визейского яруса, является основным источником обводнения карьеров при эксплуатации месторождения. Залегая под мезо-кайнозойскими породами, они обладают напорным уровнем с высотой напора до 50 *м* при пьезометрическом уровне на глубине до 5—10 *м*, выше подошвы пластов огнеупорных глин. Обводненность известняков неравномерна, дебиты скважин в них достигают 10—20 *л/сек* при наличии безводных. При вскрытии обводненных зон в карьерах наблюдаются прорывы подземных вод различной интенсивности, которые обычно сопровождаются резким повышением уровня воды в карьере.

Эксплуатация Троицко-Байновского месторождения начата в 1942 г. и производилась до 1950 г. небольшими карьерами, которые обычно после очередного прорыва подземных вод затоплялись и закладывались новые.

Постоянная угроза прорывов воды в карьер из известняков не позволяла развивать эксплуатацию огнеупорных глин в больших масштабах, и после наиболее крупного прорыва, происшедшего в сентябре 1950 г. на западном борту Полдневской залежи, было начато планомерное изучение гидрогеологических особенностей района, по результатам которого в 1957 г. было организовано предварительное водопонижение с помощью двух дренажных узлов. Кроме того, периодически на дне карьера работает землесос, откачивая воду, просочившуюся из верхних горизонтов. Данные о среднегодовых водопритоках по действующим в настоящее время Полдневскому и Южно-Троицкому карьерам приведены в табл. 39.

Таблица 39

Данные водоотлива Полдневского рудника на Троицко-Байновском месторождении огнеупорных глин

Наименование карьеров	Расход водоотлива, $м^3/ч$									
	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.
Полдневской	151	326	335	338	382	439	478	464	584	576
Южно-Троицкий									226	524
Всего									810	1100

Колебания водопритоков по сезонам незначительны, в период с апреля по июнь отмечается их небольшое возрастание (на 30—40 $м^3/ч$) по отношению к зимнему расходу водоотлива. Водопритоки в значительной степени зависят от водности года, например, в засушливый 1960 г. расход водоотлива составлял 338 $м^3/ч$ при более низком динамическом уровне, чем в многоводный 1961 г., когда при увеличившемся водоотливе (до 382 $м^3/ч$) уровень имел тенденцию к повышению. В результате постоянного водоотлива к 1962 г. уровень в карьере понизился на 10 *м*, до абсолютной отметки 144—145 *м*. В период 1965—1966 гг. в связи с вводом нового водоотлива на Южно-Троицком карьере и увеличением мощности водоотлива на Полдневском карьере наблюдается постоянное и стабильное понижение уровня, достигающее горизонта 140 *м*.

Депрессионная воронка, образовавшаяся при водоотливе на Полдневском карьере, имеет асимметричную форму субмеридионального направления по простиранию известняков и сжата в широтном направлении, ограничиваясь с запада и востока терригенными слабоводопроницаемыми породами. В пределах ее развития на площади около 30 $км^2$ наблюдается высыхание болот, что свидетельствует о благоприятных условиях инфильтрации поверхностных вод в районе месторождения.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый зимой и кальциево-натриевый летом, в момент питания их атмосферными осадками. Минерализация обычно не превышает 0,4 *г/л* при общей жесткости от 3 до 10 *мг-экв*. По всем показателям подземные воды известняков соответствуют нормам ГОСТа для хозяйственно-питьевого водоснабжения, поэтому эксплуатационные запасы их утверждены ГКЗ по категории В. Химический состав их по основным компонентам приводится в табл. 40.

Таблица 40

Химический состав подземных вод Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин

Наименование выработок	Дата отбора проб	Анионы, *мг/л*			Катионы, *мг/л*			Формула Курлова
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Полдневской карьер	15/VIII 1953 г.	290	1	11	94	2	39	$M_{0,27}\frac{HCO_3\,91}{Ca\,61\ (Na+K)\,33}$
Дренажная скв. 2	10/II 1960 г.	423	12	4	93	24	15	$M_{0,4}\frac{HCO_3\,95}{Ca\,63\ Mg\,27}$

4. ГИДРОГЕОЛОГИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все угольные месторождения Урала принадлежат двум формационным группам, резко различным по геологическому строению и гидрогеологическим условиям. Первую группу составляют палеозойские месторождения антрацитов и каменных углей, расположенные в пределах западного и восточного склонов складчатого Урала и приуроченные к угленосной свите визейского яруса нижнего карбона. Во вторую группу входят месторождения бурых углей, связанных с континентальными триас-юрскими отложениями, выполняющими глубокие эрозионно-тектонические депрессии, располагающиеся вдоль восточной границы восточного склона Урала, в зоне сочленения его с Западно-Сибирской равниной.

Палеозойские каменноугольные месторождения

Главнейшие месторождения этой группы размещаются в пределах трех основных угольных бассейнов: Кизеловского, лежащего на западном склоне Среднего Урала, Егоршинского и Полтаво-Брединского, находящихся на восточном склоне Среднего и Южного Урала. Все они приурочены к угленосной свите нижнего карбона, имеющей всюду почти однотипный литологический состав. Обводненность месторождений связана не столько с водоносностью пород свиты, которая в общем сравнительно небольшая и часто рассматривается как водоупорная толща, сколько с наличием в ее кровле сильно закарстованных и обводненных известняков визе-намюрского яруса, имеющих связь с поверхностными водами. Доступ воды в угольные пласты и горные выработки из известняков происходит по тектоническим нарушениям и трещинам, возникшим в результате принятой системы разработки с обрушением кровли выработанного пространства. На месторождениях, где известняки в кровле угленосных пород имеют ограниченное развитие или полностью уничтожены денудацией, притоки воды в горные выработки имеют небольшие размеры.

Значительная дислоцированность месторождений, приуроченность их к раскрытым структурам обусловливают зависимость обводнения месторождений от широтной климатической зональности. Это придает каждому из упомянутых бассейнов и входящих в него месторождений свои специфические особенности.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ КИЗЕЛОВСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Кизеловский угленосный бассейн расположен на западном склоне Среднего Урала, в пределах Западно-Уральской зоны складчатости. Его территория представляет собой древнюю поверхность выравнивания, расчлененную глубокими и узкими широтными долинами рек Луньвы, Кизела, Косьвы, Усьвы и Вильвы. В результате новейших глыбовых поднятий и избирательной эрозии обособились меридиональные цепи отдельных вершин, носящих название «споев» (Белый спой, Рудянский спой и др.), превышение которых над речными долинами составляет 150—250 *м*. Между грядами споев проложены широкие меридиональные долины рек второго порядка: Губашки, Коспаша, Гремячей и др.

В стратиграфическом разрезе района широко распространены карбонатные карстующиеся породы от нижнеартинского яруса перми до верхней части среднего девона общей мощностью более 2000 *м*. Угленосные отложения приурочены к основанию визейского яруса и сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями углей общей мощностью до 250 *м*. Среди карбонатных пород, вмещающих угленосные отложения, встречаются терригенные пачки и свиты, играющие роль водоупоров. Основными из них, имеющими региональное распространение, являются терригенно-карбонатные отложения нижней части московского яруса среднего карбона мощностью 45—150 *м* и угленосные отложения, разделяющие карбонатные породы на три водоносные толщи: верхнюю C_2m—P_1a'; среднюю C_1v—C_2b и нижнюю D_2—C_1t.

Для тектонической структуры Кизеловского каменноугольного бассейна характерным является наличие сравнительно широких и пологих синклиналей, разделенных узкими, вытянутыми в меридиональном направлении антиклиналями (рис. 98). Породы в антиклиналях приподняты, сильно смяты, осложнены вторичной складчатостью и разорваны надвиго-сбросовыми дислокациями. В синклиналях, наоборот, наблюдается спокойное, а в ядрах почти горизонтальное залегание.

Главной специфической особенностью гидрогеологии Кизеловского каменноугольного бассейна является наличие над угленосным горизонтом двух отмеченных выше карбонатных сильно обводненных толщ: верхней и средней, разделенных водоупорной пачкой нижней части московского яруса. Основную роль в обводнении горных выработок играют трещинно-карстовые воды средней карбонатной толщи, проникающие в них по трещинам, возникшим вследствие системы разработки месторождений с обрушением кровли. Трещинно-карстовые воды верхней карбонатной толщи дренируются выработками лишь на тех участках, где водоупорные терригенные породы нижней части московского яруса нарушены крупными тектоническими разрывами. Водоносность собственно угленосных отложений небольшая. Притоки подземных вод из них редко превышают 100 $м^3/ч$, а чаще остаются значительно меньшими. Трещинно-карстовые воды нижней карбонатной толщи в обводнении шахт практически не участвуют. Они проникают в весьма незначительных количествах лишь в стволы шахт, пройденных по турнейским породам.

Большая обводненность двух верхних надугольных карбонатных толщ связана с их сильной закарстованностью и большим количеством атмосферных осадков, выпадающих в районе Кизеловского бассейна и идущих на питание трещинно-карстовых вод. Линейный коэффициент закарстованности, вычисленный по данным сотен буровых скважин, достигает в верхней карбонатной толще 5—6%, а в ниж-

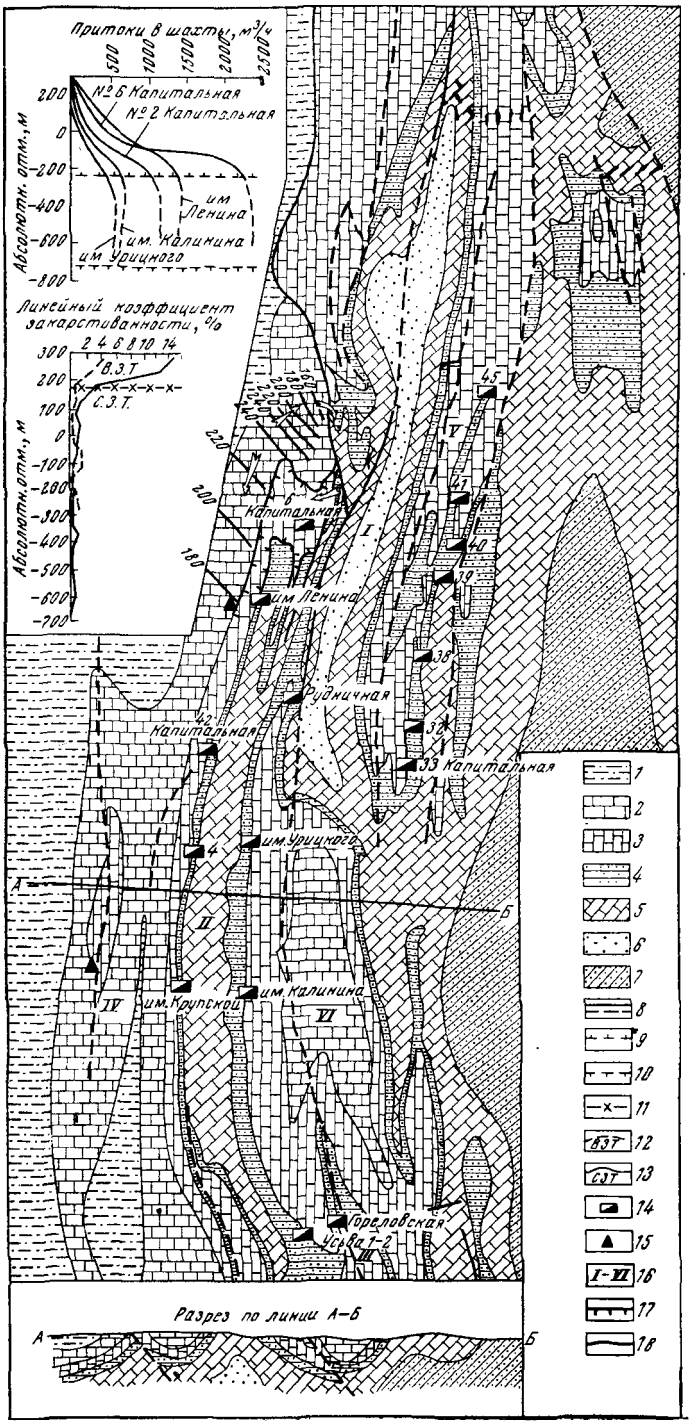


Рис. 98. Гидрогеологическая схема Кизеловского каменноугольного бассейна. Составили В. И. Антипин, Ю. А. Ежов

1 — водоносный комплекс отложений артинского яруса (P_1a); *2* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего карбона — артинского яруса нижней перми (верхняя карбонатная обводненная толща) (C_2—P_1a); *3* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений визейского — башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща) C_1v—C_2b); *4* — водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона (hC_1), играющего на месторождении роль регионального водоупора; *5* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона — турнейского яруса нижнего карбона (нижняя карбонатная обводненная толща) (D_2—C_1t); *6* — водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений девона и карбона (D, C); 7—водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ашинской свиты кембрия (Cm *as*); *8* — тектонические разломы, прослеженные и предполагаемые; *9* — нижняя граница зоны активного водообмена (на графике); *10* — нижняя граница зоны затрудненного водообмена (на графике); *11* — уровень дренирующих рек (на графике); *12* — кривая изменения коэффициента закарстованности верхней карбонатной толщи; *13* — кривая изменения коэффициента закарстованности средней карбонатной толщи: *14* — шахты; *15* — наиболее крупные родники; *16* — главнейшие структуры: Центральная Кизеловская антиклиналь (I), Главная Кизеловская антиклиналь (II), Гореловская антиклиналь (III), Мальцевская антиклиналь (IV), Коспашско-Полуденская синклиналь (V), Косьвинская синклиналь (VI); *17* — контур средней карбонатной обводненной толщи, в пределах которой уровень трещинно-карстовых вод значительно понижен шахтным водоотливом; *18* — гидронзогипсы верхней карбонатной обводненной толщи. Стрелки показывают направление движения

ней — до 10—14%. Нижняя граница распространения карстовых полостей в верхней карбонатной толще находится в тесной зависимости от современной гидрографической сети. На междуречных водоразделах она проходит на глубине 150—200 *м*, опускаясь под широтными долинами основных рек до 350—400 *м* ниже их уровня. В средней карбонатной толще максимальная закарстованность и размеры карстовых полостей наблюдаются также до уровня крупных рек. Ниже она резко сокращается, хотя отдельные полости фиксируются до глубин 1000—1100 *м*. Характер изменения закарстованности по глубинам показан на графике (см. рис. 98).

Анализ гидрогеологических материалов по многочисленным буровым скважинам и горным выработкам позволяет наметить в надугольных карбонатных толщах Кизеловского бассейна три гидродинамические зоны. Верхняя зона активного водообмена и интенсивного карста по площади примерно совпадает с выходами карбонатных пород на поверхность и распространяется до глубины порядка 500—600 *м* или до отметки —220 *м*. Для трещинно-карстовых вод здесь характерна меридиональная циркуляция, обусловленная дренирующим влиянием широтной гидрографической сети. В ней создалось единое свободное водное зеркало с уклоном от 0,006 до 0,020 в зависимости от степени закарстованности известняков. Средняя зона замедленного водообмена и слабого развития карста имеет нижнюю границу на глубинах до 1000 *м* или на отметках —700, —750 *м*. Для нее характерна циркуляция подземных вод по отдельным, бóльшей частью изолированным друг от друга карстовым каналам, а также более сложная и замедленная взаимосвязь с речной сетью. Карстовые воды в таких каналах имеют напорный характер; высота напора в несколько десятков метров. Наряду с меридиональным направлением движения вод наблюдается широтное и субширотное, в сторону ядер синклиналей или тектонических разрывов. Нижняя зона весьма замедленного водообмена на глубинах более 1000 *м* характеризуется почти полным отсутствием открытых карстовых пустот.

Ведение разработки месторождения с обрушением кровли обусловливает интенсивное поступление трещинно-карстовых вод средней карбонатной толщи в горные выработки, которые в этих условиях становятся подземными базами дренирования. Размеры притоков в шахты приведены в табл. 41. Наиболее сильно обводнены шахты 6 «Капитальная», им. Ленина и 2 «Капитальная», горные выработки которых расположены на крыльях главного Кизеловского антиклинала, в зонах крупных тектонических разрывов (рис. 99). Динамика водопритоков в шахты, по данным И. А. Печеркина (1960), в течение года испытывает сезонные изменения. Минимальные притоки наблюдаются в зимний период, с января по апрель, когда затруднено питание подземных вод и происходит сработка емкостных запасов. Максимальные размеры притоков отмечаются в период весеннего снеготаяния (конец апреля и первая половина мая). Их наступление и величина по различным шахтам неодинаковы. В неглубоких шахтах они нарастают быстро, в течение 3—5 дней, а максимальный прирост притоков достигает 50% от предыдущего меженного периода. В глубоких шахтах сроки наступления максимума затягиваются и в среднем весенний паводок занимает 20—25 суток. Прирост притоков в сравнении с меженным не превышает 10—30%.

Режим притоков в многолетнем ряду наблюдений, показанных на графике рис. 99, не обнаруживает четкой взаимосвязи с количеством осадков. Для большинства шахт видна постепенная тенденция к их нарастанию с различной интенсивностью. Исключение составляет

Таблица 41

Среднегодовые притоки подземных вод в шахты Кизеловского каменноугольного бассейна за 1951—1963 гг.

Наименование или номер шахты	Год ввода шахты в эксплуатацию	Глубина разработки, *м*	Среднегодовой приток воды в шахты, *м³/ч*		
			средний	максимальный	минимальный
6 „Капитальная"	1945	627	1903	2204	1666
Им. Ленина	1881	600	1097	1550	782
2 „Капитальная"	1941	883	1030	1448	751
4	1935	725	60	78	37
Им. Крупской	1865	690	257	403	136
Нагорная 2	—	344	99	174	56
9-я делянка	—	367	111	177	60
Рудничная	1939	400	125	168	84
Им. Урицкого	1907	970	546	603	310
Центральная	1905	750	521	715	404
Им. Калинина	1896	522	492	646	146
24—38	1949	205	288	426	174
33 „Капитальная"	1945	450	740	1201	251
38	1940	370	77	117	43
41	1952	186	321	552	190
42	1948	310	179	300	79
44	1957	170	330	523	193
65 „Капитальная"	—	570	150	243	48
71/72	—	586	115	292	58
76	1951	320	183	375	57

шахта 6 «Капитальная», в которой наблюдается медленное его падение. Это связано с интенсивным водоотливом, превышающим естественный расход трещинно-карстовых вод и влекущим сработку естественных запасов. В результате образуются огромные депрессионные воронки, достигающие для шахты им. Ленина и 2 «Капитальная» 10—12 *км²*, а для шахты 6 «Капитальная» — 40 *км²*. Наблюдения по скважинам показывают, что рост депрессионных воронок по площади в условиях Кизеловского района встречает ряд препятствий, ограничивающих их развитие. Одним из таких препятствий являются терригенные некарстующиеся породы, разделяющие обводненные закарстованные толщи. В пределах депрессионной воронки снижение уровня в средней карбонатной толще достигает 150—200 *м* и более. В то же время зеркало подземных вод в верхней карбонатной толще, отделенной от средней водоупорными терригенными породами нижней части московского яруса, сохраняет естественное положение. Исключение составляет поле шахты 6 «Капитальная» в районе Луньевского надвига. Здесь в результате огромного перепада в уровнях подземных вод, созданного водоотливом, карстовые воды верхней карбонатной толщи прорвались по зоне надвига в среднюю карбонатную толщу, а оттуда в горные выработки. Под влиянием этого прорыва в зоне надвига образовалась депрессия в поверхности карстовых вод верхней карбонатной толщи (см. рис. 98).

Расширению депрессионной поверхности препятствует также высокое положение границы карстования на междуречных водоразделах, а также развитие воронок от водоотлива соседних рудников. На определенных стадиях разработки месторождений дальнейшее расширение депрессионной воронки прекращается, что приводит к стабилизации притоков и даже к некоторому их сокращению.

В отдельных рудниках такая стабилизация нарушается внезапными прорывами при подсечении дополнительных тектонических нарушений или старых буровых скважин. Так, в 1961 г. в шахте 76 «Капитальная» произошел прорыв подземных вод при вскрытии зоны тектонического нарушения с дебитом 500 $м^3/ч$. В том же году шахта 38 была затоплена в результате подработки старой разведочной сква-

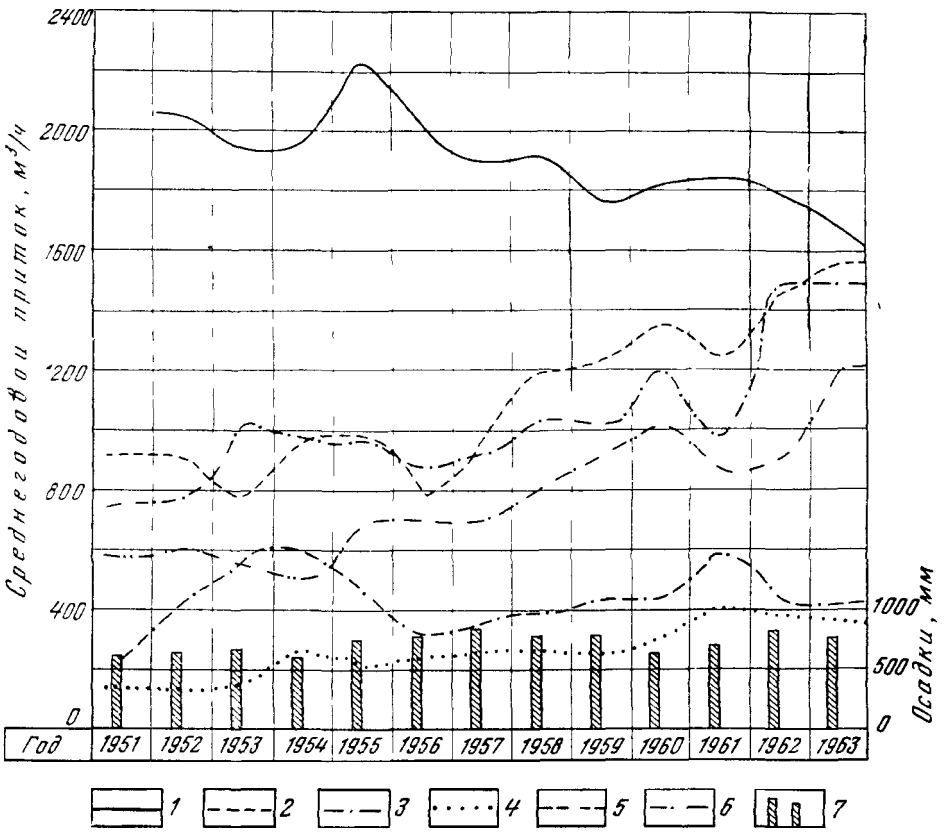


Рис 99. График изменения среднегодового притока подземных вод в шахты Кизеловского каменноугольного бассейна. Составил Ю. А. Ежов

1 — шахта 6 «Капитальная»; *2* — шахта им. Ленина; *3* — шахта 2 «Капитальная»; *4* — шахта им. Крупской, *5* — шахта им. Урицкого; *6* — шахта 33 «Капитальная»; *7* — годовая сумма осадков

жины. по которой карстовые воды средней карбонатной толщи устремились в горные выработки с дополнительным притоком до 700 $м^3/ч$. Нередко прорывы подземных вод связаны с локальными трещиноватыми зонами, имеющими затрудненные условия восполнения. Притоки при таких внезапных прорывах достигают больших размеров, но довольно быстро уменьшаются или полностью срабатываются. Примером может служить прорыв подземных вод в 1959 г., происшедший в шахте «Владимирская 2» при вскрытии визейских известняков. Первоначальный приток достигал 1000 $м^3/ч$, но в течение 6 *ч* снизился до 800 $м^3/ч$, а затем прекратился полностью.

Большие притоки подземных вод затрудняют разработку месторождений. Особенно значительные трудности возникают при проходке шахтных стволов, большие притоки в которые начинаются сразу после вскрытия закарстованных известняков. Из-за большого притока, вре-

менами превышающего 300 *м*³/*ч* и сопровождающегося выносом большого количества песчано-глинистого материала из карстовых полостей, проходка ствола шахты им. Ленина до глубины 120 *м* длилась несколько лет. В зонах тектонических разломов с интенсивной циркуляцией подземных вод песчаники угленосной свиты нередко полностью расцементированы и превращены в плывуны. При вскрытии подобных зон горными выработками происходит прорыв плывунов. Такие случаи отмечены в шахте «Комсомолец» на глубине 90 *м*, шахте 2 на глубине 100 *м* и др. Объем вынесенной массы плывунов, по данным И. А. Печеркина (1955 г.), достигал 300—500 *м*³.

В естественных условиях воды угленосных отложений пресные с минерализацией от 0,03 до 0,5 *г/л* разнообразного состава, но преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые следующего типа:

$$M_{0,03-0,5}\,\frac{HCO_3\,85\ SO_4\,9\ Cl\,6}{Ca\,70\ Mg\,25\ (Na+K)\,5}.$$

Усиление циркуляции подземных вод, вызванное разработкой месторождений, сопровождается интенсификацией процессов окисления сульфидов, обильно содержащихся в угленосных породах, в результате чего шахтные воды приобретают кислую реакцию (pH<4) и увеличивают минерализацию до 2,5—3,0 *г/л*. Содержание сульфатов достигает 1,5—2,0 *г/л* при почти полном отсутствии гидрокарбонатов. Наличие кислых вод требует защиты от коррозии водоотливного оборудования.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЕГОРШИНСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Егоршинское месторождение антрацитовых углей расположено на восточной окраине Среднего Урала. Рельеф месторождения представляет собой слабо всхолмленную равнину, наклоненную на восток, и пересекается в широтном направлении ручьями Бурсункой, Ключи, р. Бобровкой с притоком р. Спасской. Месторождение связано с угленосной толщей нижнего карбона, сложенной песчаниками, глинистыми сланцами, прослоями конгломератов, углистыми сланцами и пластами угля. Характерной особенностью строения месторождения является отсутствие визейских известняков, перекрывающих угленосные осадки. Угленосная толща подстилается образованиями верхнего девона, сложенными песчаниками, конгломератами и сланцами, сменяющимися ниже переслаивающимися известняками с порфиритами и их туфами.

По тектоническому строению месторождение представляет собой восточное крыло крутой синклинальной складки, надвинутое с запада на восток на более древний фундамент, с образованием здесь «зоны разрушенных пород» мощностью в 150 *м*. На фоне общей синклинальной структуры фиксируются многочисленные мелкие пликативные и дизъюнктивные дислокации. Среди последних выделяются два основных типа: почти меридиональные, круто падающие на запад, и косо-широтные сбросо-сдвиги преимущественно северо-западного направления. Амплитуда тех и других изменяется от одного десятка метров до 40 *м*. Породы угленосной толщи имеют западное падение под углом от 25 до 75°, а местами и более. С запада они срезаются крутопадающим, почти вертикальным, тектоническим нарушением и контактируют по нему с порфиритами и интрузиями гранитной магмы. Весь комплекс палеозойских образований. покрыт сверху песчано-глинистыми четвертичными породами мощностью 5—6 *м*, а породы лежачего бока месторождения в восточной части перекрыты морскими палеогеновыми породами.

Подземные воды содержатся почти во всех комплексах пород Среди четвертичных отложений наибольшей водоносностью обладают аллювиальные песчаные отложения р Бобровки Отдельные скважины имеют дебит до 0,6 *л/сек* На других участках горизонт слабоводоносен и практического влияния на обводненность месторождений не оказывает Породы угленосной свиты водоносны в местах тектонических нарушений и в зоне выветривания, распространяющейся до глубины 40—50 *м* Наиболее водоносны пласты угля и песчаников Сланцы различного состава обводнены чрезвычайно слабо и практически являются безводными В целом водоносность выветрелой зоны незначительная и не вызывает затруднений при ведении горных работ Так, при проходке трех уклонов на шахте им XXIII Партсъезда приток воды при глубине 32 *м* (по вертикали) находится в пределах 10—28,5 $м^3/ч$.

Обводненность пород угленосной толщи ниже зоны выветривания также небольшая, о чем можно судить по притокам воды в основные эксплуатационные шахты, приведенные в табл 42

Таблица 42

Притоки воды в шахты Егоршинского каменноугольного месторождения

Наименование шахт	Глубина горизонта разработки, *м*	Общий приток воды в шахту, $м^3/ч$
Им Артема	105	7,9
»	170	9,4
Ключи	100	18—30
»	132	40
»	170	30—60
Бурсунка	100	25
»	130	20—30
»	200	47
Им Кирова	53	32,1
»	110	40,6
»	165	13,4
»	200	53

Наблюдения в шахтах показывают, что наиболее обводненными являются породы верхней части продуктивной свиты, особенно на участках, значительно нарушенных тектоническими движениями Наибольший сосредоточенный приток воды, достигавший 30—35 $м^3/ч$, наблюдался на шахте «Ключи 3» между пластами 4 и 5 при пересечении восточным квершлагом зоны тектонического нарушения В других зонах притоки воды были значительно меньшими Повышенных притоков следует ожидать и в подошве угленосной свиты, в так называемой «зоне разрушенных пород», по которой произошло перемещение месторождения по плоскости надвига Однако при пересечении ее восточным квершлагом шахты «Старая» на горизонте 43 *м* хотя и наблюдалась повышенная обводненность пород, но размеры притоков ничем не отличались от других тектонических зон

Подземные воды месторождения в условиях естественного режима или близкого к нему имеют небольшую минерализацию и гидрокарбонатный кальциевый состав следующего вида

$$M_{0,3-0,7}\,\frac{HCO_3\,67\ SO_4\,30\ Cl\,3}{(Na+K)\,67\ Mg\,22\ Ca\,11}$$

В условиях нарушенного режима происходит интенсивное окисление сульфидов, в значительном количестве находящихся в угольных пластах в виде вкрапленности. Подземные воды обогащаются сульфатами, содержание которых достигает 0,71—1,64 *г/л*, а общая минерализация возрастает до 1,3—3,2 *г/л*.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ПОЛТАВО-БРЕДИНСКОГО АНТРАЦИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полтаво-Брединское антрацитовое месторождение находится на восточном склоне Южного Урала. Оно приурочено к полосе углеиосных пород шириной 4—10 *км*, вытянутой в меридиональном направлении на 150 *км* от пос. Бородиновского на севере до пос. Наследницкого на юге. Северная ее часть, расположенная у ст. Карталы, носит названиие Полтавской, южная (у ст. Бреды) Брединской. Поверхность района представляет собой слабо всхолмленную пенепленизированную равнину восточного склона Урала, покрытую лесостепью, и пересекается небольшими степными речками: Карталы-Аят, Камышлы-Аят, Берсуат и Синташта, принадлежащих к бассейну р. Тобола

Месторождение приурочено к отложениям того же нижнекаменноугольного структурного яруса, что и в Кизеловском бассейне, но залегающим здесь трансгрессивно на более древних породах. Угленосная свита, относимая по возрасту к верхней части турнейского яруса и нижней части визейского, мощностью 700—1000 *м* сложена слоистой толщей песчаников, аргиллитов, алевролитов с подчиненными пластами микроконгломератов, углистых сланцев и каменного угля. На угленосной свите согласно залегает толща переслаивающихся известняков, известковисто-глинистых сланцев, песчаников и алевролитов. Выше они постепенно сменяются известняками и доломитами. Мощность карбонатных и терригенно-карбонатных пород, относимых к визе-намюру, колеблется от 400 до 900 *м*. Стратиграфически выше лежат известковые конгломераты и сланцы, относимые к среднему карбону. Мезозойские и кайнозойские отложения встречаются отдельными пятнами в верхней части разреза и практического значения в обводнении месторождения не имеют.

Каменноугольные отложения выполняют Полтаво-Брединскую синклиналь, западный борт которой по тектоническому нарушению граничит с Восточно-Уральским поднятием. Восточный борт структуры примыкает к узким полосам серпентинитов, которые пространственно приурочены также к тектоническому разлому, отделяющему синклиналь от Зауральского антиклинория. Борта синклинали сложены разнообразной серией пород от нижнего ордовика до девона. В их составе значительное место занимают вулканогенные породы гранитного и основного состава, эффузивы и в меньшей степени — сланцы и туфопесчаники. Внутреннее строение Полтаво-Брединской синклинали довольно сложное. На фоне крупных брахисинклиналей развиты более мелкие складки различного порядка, осложненные интрузиями габбро-перидотитовой и гранитной формаций и разорванные многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Вследствие сложного тектонического строения и сильной метаморфизации углей эксплуатация месторождений оказалась малорентабельной, и в 1959 г. горные работы были прекращены, а шахты поставлены на консервацию. Рассмотрение этих месторождений в данной работе представляет интерес с точки зрения выявления влияния изменений структурно-фациальных и климатических условий на обводненность горных выработок, что необходимо учитывать при проведении разведочных работ в других районах.

Одной из характерных особенностей гидрогеологии полтаво-брединских месторождений является весьма ограниченное распространение карбонатных пород визе-намюрского яруса, соответствующих средней сильно обводненной карбонатной толще в Кизеловском бассейне. Они полностью отсутствуют в пределах эксплуатировавшихся шахтных полей. На остальной площади структуры они залегают мелкими массивами. Кроме того, обводненность их здесь низкая в связи с общей сухостью климата. Дебиты малочисленных родников в них изменяются от 0,09 до 0,14 *л/сек*. Влияния на притоки подземных вод в горные выработки они не оказывают, а поэтому их водоносность почти не изучена.

В угленосной свите водоносными являются песчаники и конгломераты. Угольные пласты обводнены на участках, сильно осложненных дизъюнктивной тектоникой. Наблюдения по горным выработкам показывали, что циркуляция подземных вод происходит по двум генетически различным системам трещин. Небольшое количество их движется по трещинам сланцеватости и отдельности, выступая в горных выработках в виде капежа. Наиболее выдержанными являются зияющие трещины тектонического происхождения шириной не более 3—5 *см*, которые и являются основными проводниками воды в шахты. Невыдержанность пластов угленосной толщи, частая замещаемость водоносных пород безводными и их нарушенность создали условия, малоблагоприятные для гидравлической связи отдельных водоносных пластов и зон между собой, а также с поверхностными водами.

Под влиянием сложившихся структурно-фациальных условий общая обводненность угленосных отложений невелика. Дебиты скважин изменяются в пределах 0,1—3 *л/сек* при понижениях уровня на 20—25 *м*. Наиболее обводнены краевые части угленосных пород, особенно вблизи контакта с серпентинитами, окраинные зоны которых также имеют повышенную обводненность. Притоки воды в шахты были небольшие и не составляли особых осложнений при добыче угля. За период эксплуатации (1941—1959 гг.) при глубине шахт 60—80 *м* притоки колебались от 5 до 176 *м*^{3}/*ч*, обычно же находились в пределах 40—80 *м*^{3}/*ч*. Удельные притоки на 1 пог. *м* выработки (*м*^{3}/*ч*) изменились: в шахтах Полтавского месторождения от 0,052 до 0,076; в шахтах Брединского месторождения от 0,005 до 0,008. Размеры притока по отдельным шахтам Полтавского и Брединского месторождений за 1941—1942 гг. указаны на графике (рис. 100).

Воды угленосных отложений имеют довольно высокую минерализацию, изменяющуюся на Полтавском месторождении от 0,6 до 2,57 *г/л*; на Брединском — от 1,25 до 2,3 *г/л*, а по химическому составу дают все переходы от пресных гидрокарбонатных кальциевых до соленых хлоридных натриевых. Наиболее распространены воды следующего состава:

$$M_{1,6}\,\frac{Cl\,47\ HCO_3\,28\ SO_4\,25}{(Na+K)\,58\ Mg\,31\ Ca\,31}.$$

Триас-юрские буроугольные месторождения

Условия образования триас-юрских осадков, их литологический состав, распространение и общие черты водоносности освещены в предыдущих разделах, при рассмотрении геологического строения и описания подземных вод Урала. Здесь необходимо напомнить, что пространственно эти осадки приурочены исключительно к глубоким депрессиям типа грабен-впадин, расположенных вдоль границы складчатого Урала и Западно-Сибирской низменности.

Одни из них (Волчанская, Богословско-Веселовская и др.) лежат западнее этой границы, на восточном склоне складчатого Урала. Угленосные осадки непосредственно выходят здесь на поверхность или прикрыты маломощным чехлом четвертичных образований. Большое влияние на обводнение месторождений оказывают подземные воды в палеозойских породах, слагающих борта депрессий.

Вторая группа депрессий, включающая Буланаш-Елкинский и Челябинский бассейны, расположены восточнее указанной границы, в пределах Западно-Сибирской низменности. Угленосные осадки погребены в них под чехлом континентальных и морских осадков мела

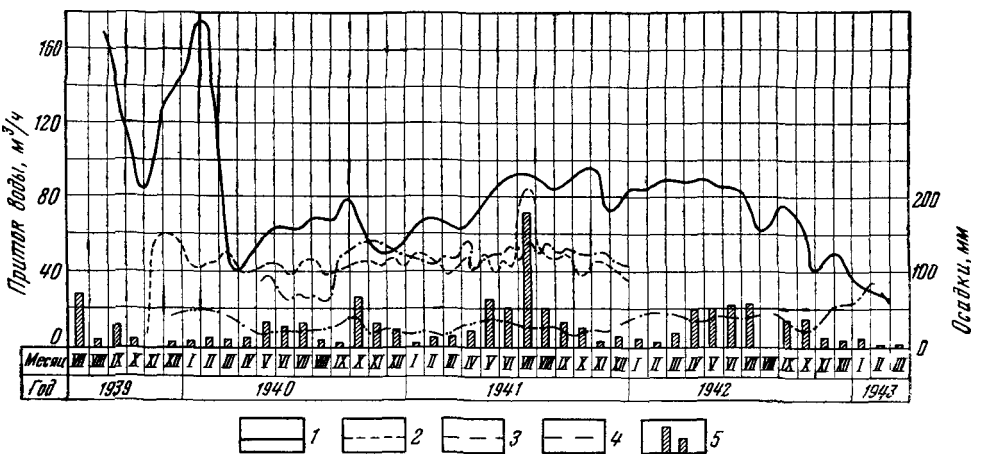


Рис. 100. График изменения среднемесячного притока воды в шахты 4 и 6 Полтавского месторождения и шахты 3 и 5 Брединского месторождения. Составила Е. В. Магер
1 — шахта 3, *2* — шахта 4, *3* — шахта 6, *4* — шахта 5, *5* — месячная сумма осадков

и палеогена, вмещающих самостоятельные водоносные горизонты преимущественно в опоках и песчаниках серовской свиты. Эти горизонты являются основным источником питания подземных вод триасюрских угленосных пород, и их водоносность существенно отражается на обводненности угольных месторождений. Прямая взаимосвязь подземных вод в палеозойских породах бортов депрессий с водоносными породами угленосных отложений здесь нигде не наблюдалась. Она возможна только через покров третичных и меловых пород, которые и регулируют размер этой связи. Отсутствие непосредственного питания подземных вод угленосных отложений атмосферными осадками не устраняет влияния на них климатической зональности и сезонных изменений. Она находит свое отражение, но более сложными путями, через палеогеновый водоносный горизонт.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ БОГОСЛОВСКО-ВОЛЧАНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Бассейн объединяет три месторождения: Волчанское, Богословское и Веселовское, имеющих однотипные гидрогеологические условия (рис. 101). Они расположены в пределах предгорно-увалистой полосы восточного склона Северного Урала. Наиболее типичным является Богословское, на примере которого и будут рассмотрены гидрогеологические условия бассейна. На юге оно пересекается р. Турьей со среднегодовым расходом 4,2 *м*³/*сек*, на севере протекает небольшая р. Лапча — левый приток р. Турьи.

Триас-юрские угленосные отложения по литологическому составу подразделяются на два комплекса. В основании разреза залегают пестроцветные бокситовидные и брекчиевидные глины с прослоями

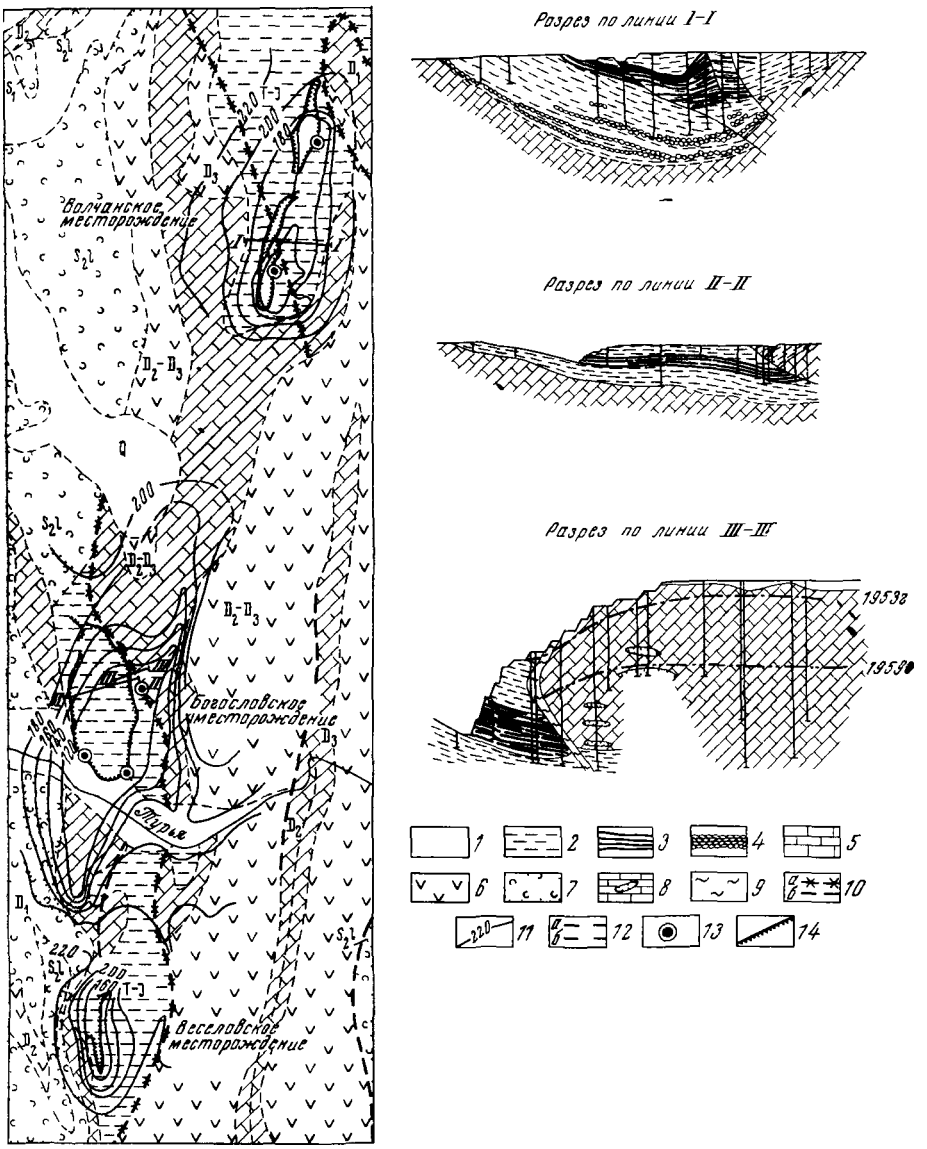


Рис 101. Гидрогеологическая схема Богословско-Волчанского буроугольного бассейна. Составила Л. И. Судакова

Водоносные комплексы *1* — в четвертичных отложениях, *2* — в триас-юрских угленосных отложениях, *3* — в пластах угля, *4* — в конгломератах (на разрезах), *5* — в трещиноватых и закарстованных известняках, *6* — в днабазовых порфиритах и их туфах, *7* — в вулканогенно осадочных породах кварцевых альбитофирах, спилитах, днабазовых порфиритах, туфах, прослоях глинистых и кремнистых сланцев, известняках, туфопесчаниках и туфоконгломератах, *8* — карстовые полости в известняках, выполненные песчано глинистым материалом, *9* — пестроцветные глины, *10* — тектонические разломы *а* — водоносные, *б* — с неизученной водоносностью, *11* — гидроизогипсы на 1/V 1969 г, *12* — уровень воды в известняках восточного борта (на разрезе) *а* — в 1953 г, *б* — в 1959 г, *13* — кусты водопонизительных скважин, *14* — контуры карьера

конгломератов и песчаников. Мощность их изменяется от 0—2 до 20—30 *м* и в среднем составляет 15—20 *м*. Собственно угленосная свита подразделяется на три горизонта: подугольный, угольный и над-

угольный. Подугольный горизонт сложен переслаивающимися пластами песчаников и конгломератов и аргиллитами. Мощность изменяется от 0 до 170 *м* и в среднем равна 30—35 *м*. Угольный горизонт сложен серией угольных пластов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, переслаивающихся с аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Мощность его от 30 до 130 *м*. Надугольный горизонт сложен алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками, конгломератами с прослоями угля. Мощность этого горизонта изменяется от нескольких метров до 200 *м*. Полная мощность сохранившейся части нижнемезозойских отложений в пределах Богословско-Волчанской депрессии достигает 200—300 *м*. На их размытую поверхность сверху налегают четвертичные образования: пески, глины, галечники, торф мощностью от 1,0 до 30—35 *м*. В пределах месторождения в настоящее время они в значительной части сняты при разработках.

Палеозойские породы, вмещающие угленосные нижнемезозойские осадки, по своей структуре представляют приосевую часть Тагильского зеленокаменного синклинория, образуя моноклиналь, погружающуюся на восток и осложненную серией крупных надвигов. Борта и дно образовавшейся депрессии сложены главным образом известняками среднего девона, редко переслаивающимися с кремнисто-глинистыми сланцами и туфогенными породами (см. рис. 101). Триас-юрские угленосные отложения слагают брахисинклинальную складку, вытянутую в меридиональном направлении в соответствии с простиранием депрессии, к северному замыканию которой приурочено Богословское буроугольное месторождение. Ось синклинали полого, под углом 10—15°, погружается на юг, где палеозойский фундамент вскрывается скважинами на глубинах 530—550 *м*. Западное крыло брахисинклинали на месторождении имеет также пологое падение на восток под углом 10—15°. Его общее спокойное залегание осложнено пликативными и дизъюнктивными дислокациями второго порядка. Восточное крыло брахисинклинали срезано надвинутыми на угленосные отложения известняками среднего девона.

Подземные воды содержатся во всех стратиграфических толщах. Среди четвертичных отложений наиболее водоносными являются аллювиальные отложения, развитые в речных долинах. Мощность их колеблется от 4 до 20—25 *м*. Статический уровень залегает на глубине от 0 до 6 *м*. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,04 до 3,1 *л/сек*, а коэффициент фильтрации от 1,96 до 232,9 *м/сутки*. Остальные разновидности четвертичных пород имеют небольшое распространение и не оказывают существенного влияния на размер притока в горные выработки. Угленосные отложения содержат многочисленные пласты водоносных песчаников, конгломератов и углей, невыдержанных по простиранию и падению, разделенных водоупорными аргиллитами и алевролитами. Процентное содержание водоносных пород достигает: для надугольного горизонта 30—35%, подугольного 15%. Они выходят на поверхность в западном борту, где имеют свободный уровень, лежащий на глубине порядка 6—8 *м*. В центральной и восточной частях брахисинклинали эти пласты опускаются на большую глубину, и содержащиеся в них воды приобретают напор. Пьезометрический уровень находится в пределах +2,8—32 *м*. Водоносность надугольных и подугольных пород слабая. Удельный дебит скважин из надугольных пород изменяется от 0,001 до 0,75 *л/сек*, а коэффициент фильтрации от 0,003 до 3,5 *м/сутки*. Притоки в дренажные выработки не превышали 10—15 $м^3/ч$. Для подугольного горизонта удельные дебиты скважин составляют 0,03—0,17 *л/сек*, а коэффициент фильтрации 0,1—0,72 *м/сутки*. Наличие в основании угленосной толщи аргиллитового

слоя мощностью 10—15 *м* и небольшая водоносность подугольных отложений позволяла считать их в первый период эксплуатации водоупором, надежно отделяющим угленосные отложения от нижележащих сильно обводненных закарстованных известняков среднего девона.

Наиболее водоносным среди триас-юрских отложений являлся угольный горизонт, из которого в горные выработки поступало основное количество подземных вод. Последние обладали напором, достигавшим в центральной и южной частях месторождения 170—190 *м*. Удельный дебит изменялся в широких пределах — от 0,005 до 2,3 *л/сек*, а коэффициент фильтрации от 0,04 до 7,2 *м/сутки*.

Эксплуатация месторождения начата в 1911 г. рядом небольших карьеров без предварительного осушения угольного пласта. Водоотлив осуществлялся непосредственно из карьеров и не вызывал особых осложнений. С углублением карьеров приток подземных вод усложнял разработку. Для улучшения условий эксплуатации в 1935 г. начато осушение угольного пласта шестью дренажными шахтами, заложенными по восточному борту карьера и пройденными по его подошве штреками. Эта система дренажных штреков осушила только те водоносные пласты, по которым они были пройдены. Остальные дренировались лишь шахтными стволами. Поэтому в дальнейшем к этой системе дренажа были добавлены водопонизительные скважины. Приток подземных вод в отдельные шахты изменялся от 8 до 194 $м^3/ч$. Суммарный приток равен 896 $м^3/ч$.

В 1945 г. при углублении Центрального разреза в толще триас-юрских пород была вскрыта зона тектонического нарушения, по которой произошел прорыв трещинно-карстовых вод известняков западного борта, затопивших карьер. Первоначальный приток достигал 3500 $м^3/ч$. В течение восьмимесячной непрерывной откачки удалось снизить уровень до дна карьера, после чего приток постепенно снизился до 750 $м^3/ч$, а в следующем году он упал до 272 $м^3/ч$. В результате прорыва в толще известняков сформировалась депрессионная воронка, вытянутая к югу до 4,6 *км* с уклоном вдоль оси 0,005. В остальные стороны развитие депрессионной воронки было небольшое, что связано с наличием надвига в восточном борту и выходов известняков на поверхность на западе. В сфере депрессионной воронки оказалась р. Турья. Если до прорыва уровень воды известняков мало отличался от уровня аллювиальных вод, то после него он резко снизился и весной 1945 г. оказался оторванным от уреза воды в р. Турье на 6 *м*, а осенью того же года — на 12 *м*.

Во избежание прорыва речных вод в карьер они были отведены за пределы месторождения по железобетонному каналу. При дальнейшей отработке угля наблюдались повторные прорывы трещинно-карстовых вод с расходом 400—700 $м^3/ч$. Они приурочены к участкам, где мощность слабоводоносных подугольных пород не превышала 10—20 *м* и наблюдалась значительная тектоническая нарушенность. В результате общий среднегодовой приток воды из известняков достигал 1200 $м^3/ч$ (рис. 102).

Для предупреждения прорывов и улучшения условий эксплуатации в 1951 г. начато осушение известняков водопонизительными скважинами, располагавшимися по южному периметру карьеров. По мере углубления карьера количество скважин постепенно увеличивалось и к 1963 г. доведено до 11. В результате проведенных дренажных работ уровень в известняках западного борта начал медленно падать и в 1964 г. находился на отметке ниже 110 *м*. От своего естественного положения он снизился более чем на 70 *м*. Увеличение притока и подъем уровня карстовых вод в 1957—1959 гг. (рис. 103) связаны с интен-

сивным поступлением вод р. Турьи вследствие неисправности бетонных лотков и недостаточного количества водопонизительных скважин.

Эффективный дренаж угольного пласта и известняков западного борта депрессии в незначительной степени отразился на снижении уровня воды в надвинутых известняках восточного борта. Причиной этого служит пласт пестроцветных глин с большой примесью щебня и валунов известняка, залегающий по фронту надвига, между известняками и триас-юрскими отложениями (разрез III—III, рис. 101). Мощ-

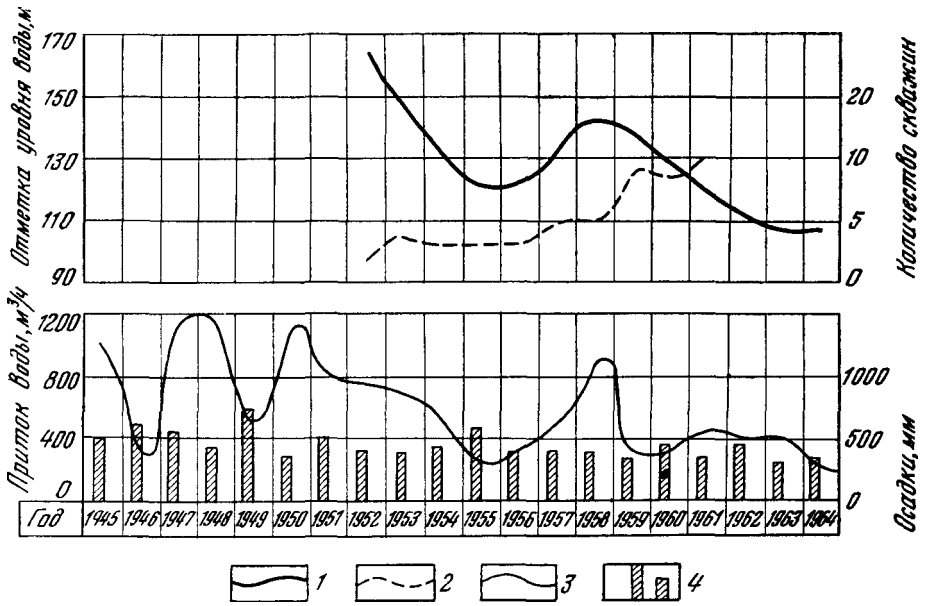


Рис. 102. График изменения уровня и притоков воды в Богословский карьер из известняков западного борта. Составила Л. И. Судакова

1 — уровень воды в известняках, *2* — количество дренажных скважин, находящихся в работе, *3* — приток воды в карьер и дренажные скважины, *м³/ч*, *4* — годовая сумма атмосферных осадков, *мм*

ность его непостоянна и изменяется от 20 до 80 *м*. Неоднородный состав пласта обусловливает различную его водопроницаемость. Коэффициент фильтрации меняется в широких пределах — от 0,27 до 32 *м/сутки*. Этот пласт затрудняет гидравлическую связь с дренируемыми породами, препятствуя развитию депрессионной воронки в северном направлении. В результате создавался перепад более 70 *м* между уровнями карстовых вод в надвинутых известняках и дном карьера, что увеличивало опасность прорыва карстовых вод. Во избежание этого в 1951 г. начали осуществлять дренаж известняков северо-западного борта карьера. В толще надвинутых и закарстованных известняков в долине рч. Земнушки, где выходили мощные источники «Грифон» и «Земнушка» с суммарным расходом 220 *л/сек*, пробурено 18 водопонизительных скважин глубиной от 100 до 200 *м*.

По мере ввода в действие скважин и нарастания суммарного водоотбора происходило снижение уровня карстовых вод (см. рис. 103). Максимальный водоотбор 1620 *м³/ч* наблюдался в 1957 г. После сработки больших статических запасов он стал снижаться, и с 1959 г. колеблется в пределах 400—500 *м³/ч* при непрерывном снижении уровня, которое составило более 120 *м*. Для этого притока потребовалось меньшее количество скважин, и часть из них была поставлена в ре-

зерв. С началом дренажа северо-восточного борта начал сокращаться приток в дренажные выработки угольного горизонта. Если в 1945 г. приток в них составлял 896 $м^3/ч$, то в 1963 г. он был равен 360 $м^3/ч$.

Изменение общего притока по месторождению в многолетнем ряду наблюдений приведено на графике (см. рис. 103), который отра-

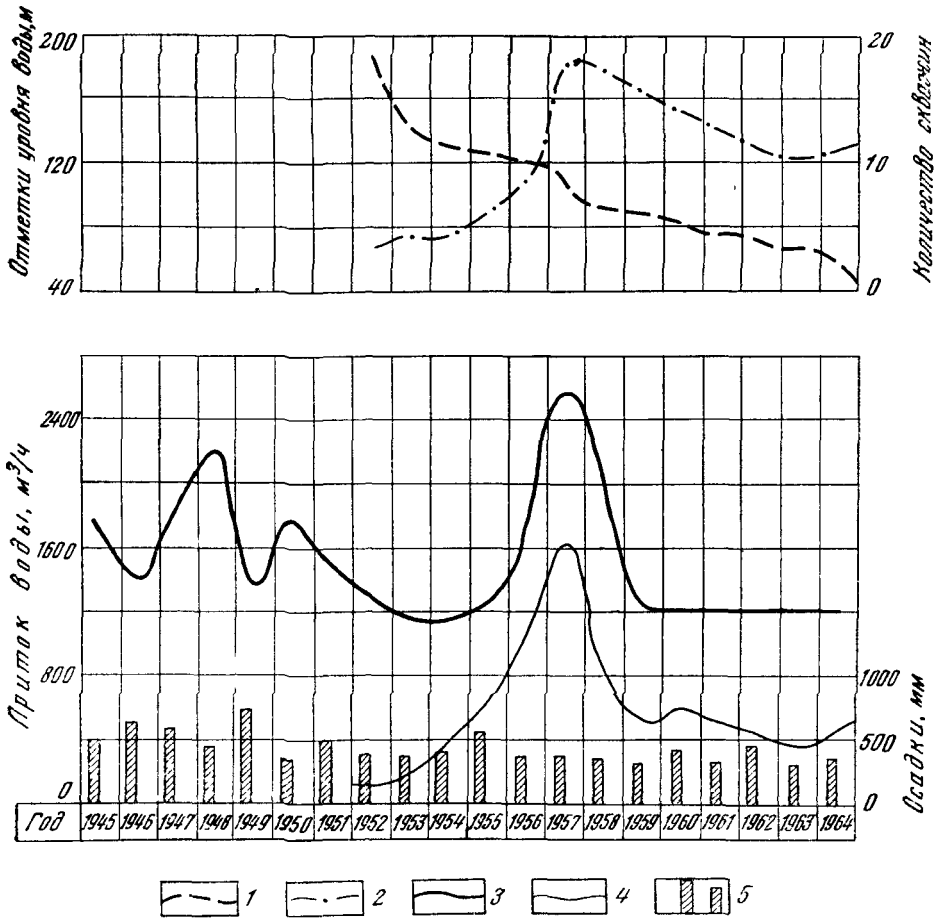
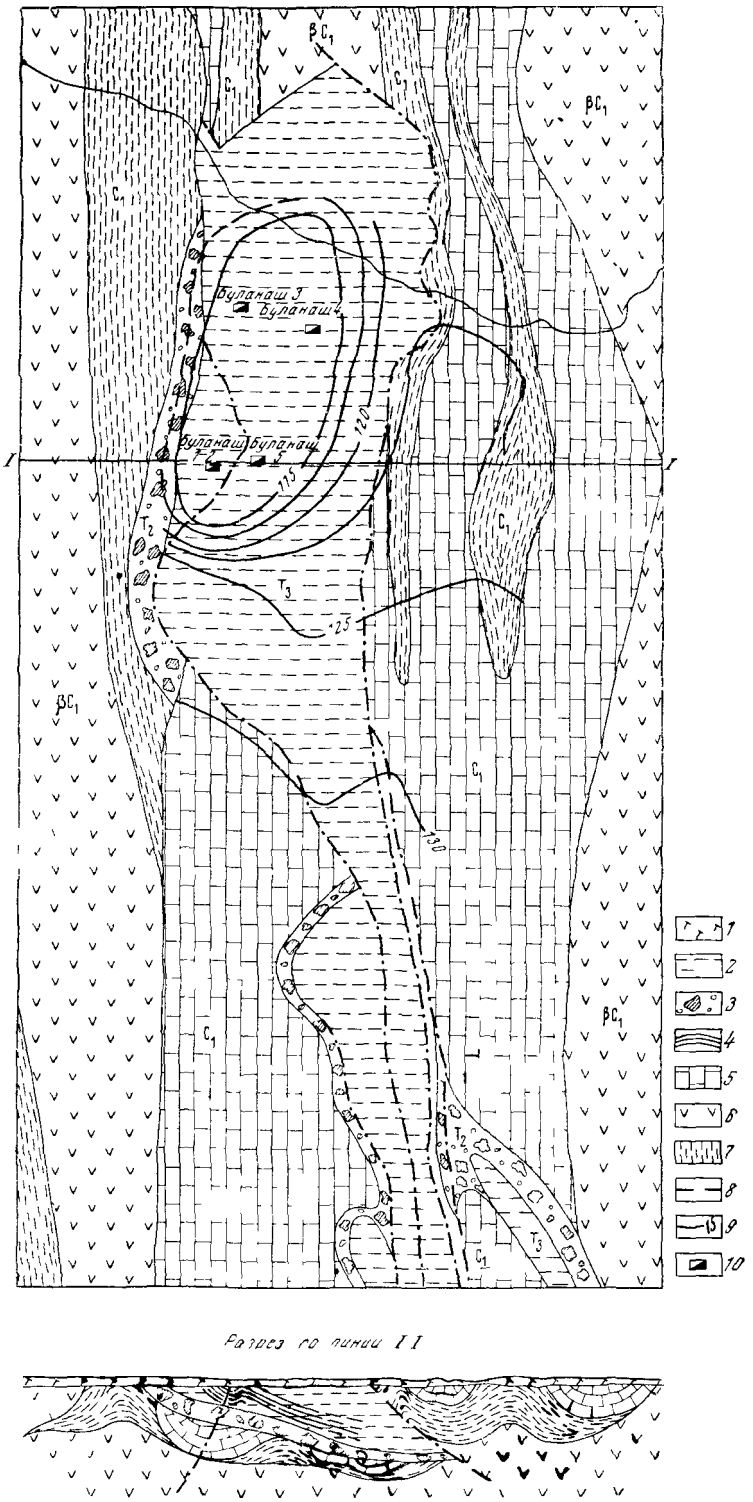


Рис. 103. График изменения общего среднегодового притока воды в Богословский карьер, уровня и притока воды из известняков восточного борта. Составила Л. И. Судакова

1 — уровень воды в известняках восточного борта; *2* — количество дренажных скважин, находящихся в работе на северо-восточном борту; *3* — общий среднегодовой приток воды в карьер, $м^3/ч$; *4* — приток воды в дренажные скважины северо-восточного борта, $м^3/ч$; *5* — годовая сумма атмосферных осадков, *мм*

жает сложную историю борьбы с подземными водами, где периоды прорывов чередовались с успешным осушением. Поэтому при сопоставлении его с размером годовых сумм атмосферных осадков четкой зависимости не наблюдается, хотя несомненно, что такая зависимость имеется. Неравномерность работы дренажных сооружений, особенно водопонизительных скважин, затушевывает эту зависимость и в изменении размера среднемесячного водоотлива. Следует лишь отметить, что после осуществления полного комплекса дренажных работ общий приток по месторождению в последние годы стабилизировался в размере около 1200 $м^3/ч$. В результате образовалась огромная депрессионная воронка, вытянутая по простиранию известняков более чем



Разрез по линии I I

Рис. 104. Гидрогеологическая схема Буланашского буроугольного месторождения. Составила Л. И. Судакова

Водоносные комплексы: *1* — в опоках серовской и талицкой свит палеогена, *2* — в триас юрских угленосных отложениях (елкинская, буланашская и бобровская свиты), *3* — пестроцветной свиты,

на 14 *км*, а в широтном до 5 *км*. Ее конфигурация показана на схеме месторождения (см. рис. 101). Общая площадь водосборного бассейна, дренируемого Богословским карьером, ограниченная на западе и востоке поверхностным водосбором, а на севере и юге депрессионными воронками от водоотлива Волчанского и Веселовского месторождений, составляет 60—65 *км*^{2}. Модуль подземного стока с этой площади — 5,1—5,6 *л/сек*. Если учесть возможные погрешности в определении площади водосбора и влияния горного рельефа к западу от месторождения, то можно отметить, что в результате водоотлива из Богословского карьера почти весь поверхностный сток в районе перешел в подземный.

Эффективный дренаж месторождения резко повысил устойчивость бортов карьера, в результате чего полностью прекратились оползневые явления, мешавшие ранее его разработке.

Как уже упоминалось, в Богословско-Волчанском буроугольном бассейне имеются еще два месторождения Севернее, в 15—18 *км*, расположено Волчанское, а южнее, в 8—10 *км*, Веселовское месторождение (см. рис. 101). Они начали разрабатываться соответственно с 1944 и 1949 гг. Геологическое строение и гидрогеологические условия их почти аналогичны Богословскому. Они также эксплуатируются открытыми разрезами с аналогичной системой дренажа. Общий приток подземных вод на Волчанском месторождении в период с 1953 г., по данным З. С. Бердниковой, изменялся от 649 до 1434 *м*^{3}/*ч* и в среднем составлял 1030 *м*^{3}/*ч*. На Веселовском месторождении общий приток воды изменялся от 206 до 632 *м*^{3}/*ч* и в среднем составил 377 *м*^{3}/*ч*. Подземные воды на территории бассейна маломинерализованные, с сухим остатком от 108 до 368 *мг/л*, гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого состава и ничем не отличаются от вод водоносного комплекса известняков, описанных ранее.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ БУЛАНАШ-ЕЛКИНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Буланаш-Елкинский буроугольный бассейн расположен у подножия восточного склона Среднего Урала, в зоне перехода его в Западно-Сибирскую низменность. Оно протягивается в меридиональном направлении узкой полосой шириною 0,5—3,0 *км* на расстоянии около 30 *км*. В его пределах расположено три месторождения: Буланашское, Дальне-Буланашское и Елкинское. Два последних имеют более сложное строение, меньшую угленасыщенность и в настоящее время не разрабатываются. Рельеф Буланашского месторождения представляет собой слабо всхолмленную заболоченную равнину, прорезанную долинами речек Бобровки и Ближний Буланаш, являющихся притоками р. Ирбита.

Угленосные отложения залегают в глубокой депрессии в поверхности палеозойских пород типа грабен-впадины. Борта этой депрессии сложены каменноугольными известняками, кварц-серицитовыми, серицитовыми, тальк-хлоритовыми сланцами, порфиритами и их туфами, интенсивно дислоцированными и нарушенными тектоническими разрывами (рис. 104). Континентальные осадки мезозоя, выполняющие

4 — в угольных пластах (на разрезах), *5* — в трещиноватых и закарстованных известняках, *6* — в диабазовых, базальтовых порфиритах и их туфах, *7* — в кварц-серицитовых, серицитовых и тальк-хлоритовых сланцах, *8* — зоны тектонических разломов; *9* — гидроизогипсы общей депрессионной поверхности подземных вод в опоках палеогена и угленосных отложениях триас-юры на август 1959 г; *10* — шахты

депрессию, трансгрессивно налегают на палеозойские породы. Мощность их увеличивается с запада на восток от нуля до 1500 *м*. По литологическому составу они подразделяются на две свиты: нижнюю пестроцветную, относимую по возрасту к среднему триасу, и верхнюю — угленосную, соответствующую верхнему триасу. Пестроцветная свита залегает непосредственно на палеозойских породах и сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками. Аргиллиты и алевролиты имеют подчиненное значение. Максимальной мощности 500—600 *м* отложения достигают в западной части и уменьшаются на восток. Местами они выклиниваются, и тогда угленосная свита залегает непосредственно на палеозойских породах. В составе угленосной свиты преобладают также крупнообломочные породы: песчаники, конгломераты и граувакки. Содержание аргиллитов и алевролитов составляет в среднем 40—45%.

Нижнемезозойские угленосные отложения образуют сложно построенную синклинальную структуру с пологого падающим, под углом 25—30°, западным крылом и крутым — до 80°, восточным. Простирание складки совпадает с общим направлением палеозойской депрессии. Она осложнена мелкой гофрировкой и разрывными нарушениями. *Наиболее крупный разрыв — восточный — полностью срезает восточ*ное крыло северной части синклинали. По его плоскости палеозойские породы надвинуты на отложения угленосной свиты. Амплитуда надвига условно принимается равной 1000—1500 *м*. В южной части бассейна «западным» разрывом срезано западное крыло синклинали, а в угленосных отложениях с ним связано образование двух дополнительных складок. Помимо крупных нарушений на месторождении отмечается большое количество мелкоамплитудных (от долей метра до 1—2 *м*).

Характерной особенностью месторождения, отличающей его от предыдущих, служит наличие сверху покрова палеогеновых морских отложений, залегающих трансгрессивно, с угловым несогласием, на триас-юрских осадках. В их основании лежит толща обводненных опок, опоковидных песчаников и конгломератов мощностью от 5 до 20 *м*, оказывающих большое влияние на водоносность угленосных пород. Четвертичные аллювиальные песчано-гравелистые образования, суглинки, супеси и торф перекрывают маломощным (0,2—12 *м*) чехлом все более древние породы. Они прежде всего аккумулируют атмосферные осадки, поверхностный сток и отдают его в нижележащие водоносные горизонты. Такой аккумуляции способствует равнинный рельеф с наличием в пределах месторождения заболоченной депрессии и влажный климат.

Водоносный горизонт опок серовской и талицкой свит является основным источником обводнения горных выработок. Кровлей его служат опоковидные глины, которые в речных долинах и ряде мест междуречных участков отсутствуют, и водоносные опоки непосредственно выступают на поверхность или прикрыты небольшим чехлом водопроницаемых четвертичных образований. В таких местах наблюдается хорошая гидравлическая связь с поверхностью и в них происходит основное питание подземных вод. На остальной площади, где в кровле горизонта имеются опоковые глины, подземные воды обладают небольшим напором, порядка 3—22 *м*, а в среднем 7,2 *м*. В настоящее время в пределах действующих шахтных выработок уровень в опоках значительно снижен и они утратили напорный режим. Водообильность опок неоднородна. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,4 до 4,6 *л/сек*, а коэффициент фильтрации от 3,3 до 65,5 *м/сутки*. При проходке шахтных стволов в толще опок первоначальные притоки дости-

гали 450—475 *м/сутки* (шахта «Буланаш 1»). В дальнейшем, после отвода поверхностных вод специальным каналом в р. Ирбит и значительном дренировании действующими выработками, притоки в стволы шахт не превышали 45 *м*³/*ч*.

Водоносность угленосных отложений весьма неравномерна вследствие частой перемежаемости пластов и фациальной их неустойчивости. Наиболее водообильными являются песчаники, конгломераты и пласты угля, особенно в зонах тектонических нарушений. Менее водообильны глинистые конгломераты и алевролиты. Удельный дебит скважин изменяется в широких пределах от 0,02—0,07 до 3—3,4 *л/сек*. С глубиной водоносность сокращается. Так, например, удельные де-

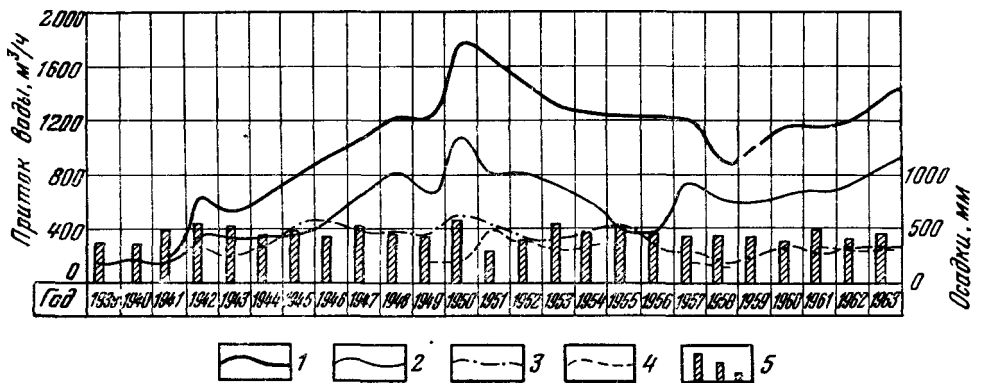


Рис. 105. График изменения общего среднегодового притока подземных вод по Буланашскому месторождению. Составила Л. И. Судакова

Общий среднегодовой приток воды (*м*³/*ч*): *1* — по всему месторождению; *2* — в шахты «Буланаш 1—2» и «Буланаш 2—5»; *3* — в шахту «Буланаш 3»; *4* — в шахту «Буланаш 4»; *5* — годовая сумма атмосферных осадков, *мм*

биты скважин в верхней зоне достигали 0,66—1,02 *л/сек*, а при глубине свыше 400 *м* они снижались до 0,012—0,036 *л/сек*. Наличие уклона и перемежаемости водоносных и безводных пластов обусловливает напорный характер вод. В условиях ненарушенного режима пьезометрический уровень их совпадал с уровнем подземных вод опокового горизонта и залегал на глубинах 1,5—7,0 *м* от поверхности земли. Пьезометрическое зеркало испытывает сезонные изменения, достигая максимума в период весеннего снеготаяния и минимума в конце зимы. Питание вод триас-юрских пород происходит в местах выхода водоносных пластов под подошву опок и песчаников серовской свиты палеогена за счет содержащихся в последних обильных подземных вод.

Разработка Буланашского буроугольного месторождения производится шахтами с обрушением кровли, глубина разработки по шахтам «Буланаш 2—5» до 230 *м*; «Буланаш 3» до 196 *м*, «Буланаш 4» до 180 *м*.

Проходка стволов шахт осуществлялась в очень трудных условиях из-за большого притока воды и длилась 3—5 лет. После перекрытия опок приток воды в стволы шахт и горизонтальные горные выработки несколько снижался. По мере увеличения интенсивности разработки общий приток воды на месторождении возрастал с 163 *м*³/*ч* в 1939 г. до 1774 *м*³/*ч* в 1950 г. Динамика изменения его показана на графике (рис. 105). Нарастание притока в процессе эксплуатации происходило неравномерно, скачками и связано обычно с нарезкой полей и вскрытием горизонтальными выработками новых водоносных пластов. Притоки нередко носили характер прорывов с расходом 50—

200 *м*³/*ч*. Большинство их наблюдалось на горизонтах 40—50 *м* и приурочивалось к весенне-летнему периоду. В последующий период после прорыва приток постепенно снижался, несмотря на то, что глубина разработки и длина горных выработок значительно возрастали.

Для уменьшения притока подземных вод в шахты на месторождении были проведены в 1943—1944 гг. большие работы по отводу поверхностного стока и осушению заболоченных участков шахтных полей путем устройства сети нагорных канав и отвода воды по специальному каналу в р. Ирбит. Неоднократно предпринимались попытки осушения обводненных опок серовской свиты путем устройства водопонизительных скважин или спуска воды по фильтровым скважинам в горные выработки. Однако большой эффективности они не дали. После осуществления мелиоративных работ и в результате рудничного водоотлива на месторождении начала формироваться депрессионная воронка. Снижение уровня воды происходило очень медленно и неравномерно. Водоносные пласты продуктивного комплекса дренировались более интенсивно чем водоносный горизонт опок. Скорость снижения в последних колебалась от 1,65 до 4,1 *м/год*, тогда как в угленосных отложениях она достигала 3—8,7 *м/год* и в среднем составляла 6 *м/год*.

В 1949 г. уровень воды в отложениях палеогена в районе шахтных стволов был снижен на 13—16 *м*, а у речек Бобровки и Ближ. Буланаш на 4—5 *м* и они оказались подвешенными. Снижение уровня воды в продуктивных отложениях к этому времени достигло: на полях шахт «Буланаш 1—2» до 33—38 *м*, «Буланаш 4» до 12,4 *м*. Образовался целый ряд обособленных депрессионных воронок вокруг шахт в опоковом горизонте и в угленосных отложениях, имеющих сложную конфигурацию и взаимосвязь.

В 1953 г. опоковый водоносный горизонт в районе шахтных стволов был полностью осушен, а между стволами уровень подземных вод снижен на 17—28 *м*. В районе отмеченных выше речек он находился на глубинах 8—11,5 *м*. В дальнейшем произошло объединение всех депрессионных воронок в единую как для опок, так и для угленосных отложений. К 1960 г. депрессия подземных вод на Буланашском месторождении (см. рис. 104) была вытянута в меридиональном направлении более чем на 9 *км*, а в широтном на 3 *км*.

Общий приток по месторождению к 1953 г. снизился до 1308 *м*³/*ч* и в дальнейшем стабилизировался в размере 1151—1362 *м*³/*ч*, изменяясь в зависимости от пересечения горными выработками тектонических зон нарушения или новых, не затронутых влиянием водоотлива водоносных пластов. Удельный приток на 1 пог. *м* выработки снизился с 0,053 *м*³/*ч* в начальный период эксплуатации до 0,0057 *м*³/*ч* в 1960 г. По данным Уральской гидрогеологической станции формирование притоков на месторождении происходит на 50% за счет фильтрации вод речек Бобровки и Ближ. Буланаш, а остальное количество обеспечивается инфильтрацией атмосферных осадков. В связи с этим коэффициент сезонного изменения водопритоков небольшой и составляет от 1,5 до 2,0.

Водоносный комплекс пестроцветных отложений, лежащий между угленосной толщей и палеозойскими породами бортов депрессии, имеет сравнительно небольшую водоносность. Удельные дебиты скважин изменяются в пределах 0,3—0,75 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации от 6,5 до 9,9 *м/сутки*. В обводнении горных выработок он не участвует. Трещинные воды палеозойских пород в связи с глубоким залеганием в пределах месторождения (более 100—150 *м*) и значительным удалением от шахтных полей влияния на обводненность горных выработок также не оказывают.

Подземные воды месторождения мало минерализованы с суммой солей от 0,19 до 0,49 *г/л*, гидрокарбонатного кальциевого состава, с общей жесткостью от 2,4 до 5,1 *мг-экв*.

Наиболее характерен следующий состав:

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,69\ SO_4\,25\ Cl\,6}{Ca\,44\ (Na+K)\,32\ Mg\,24}.$$

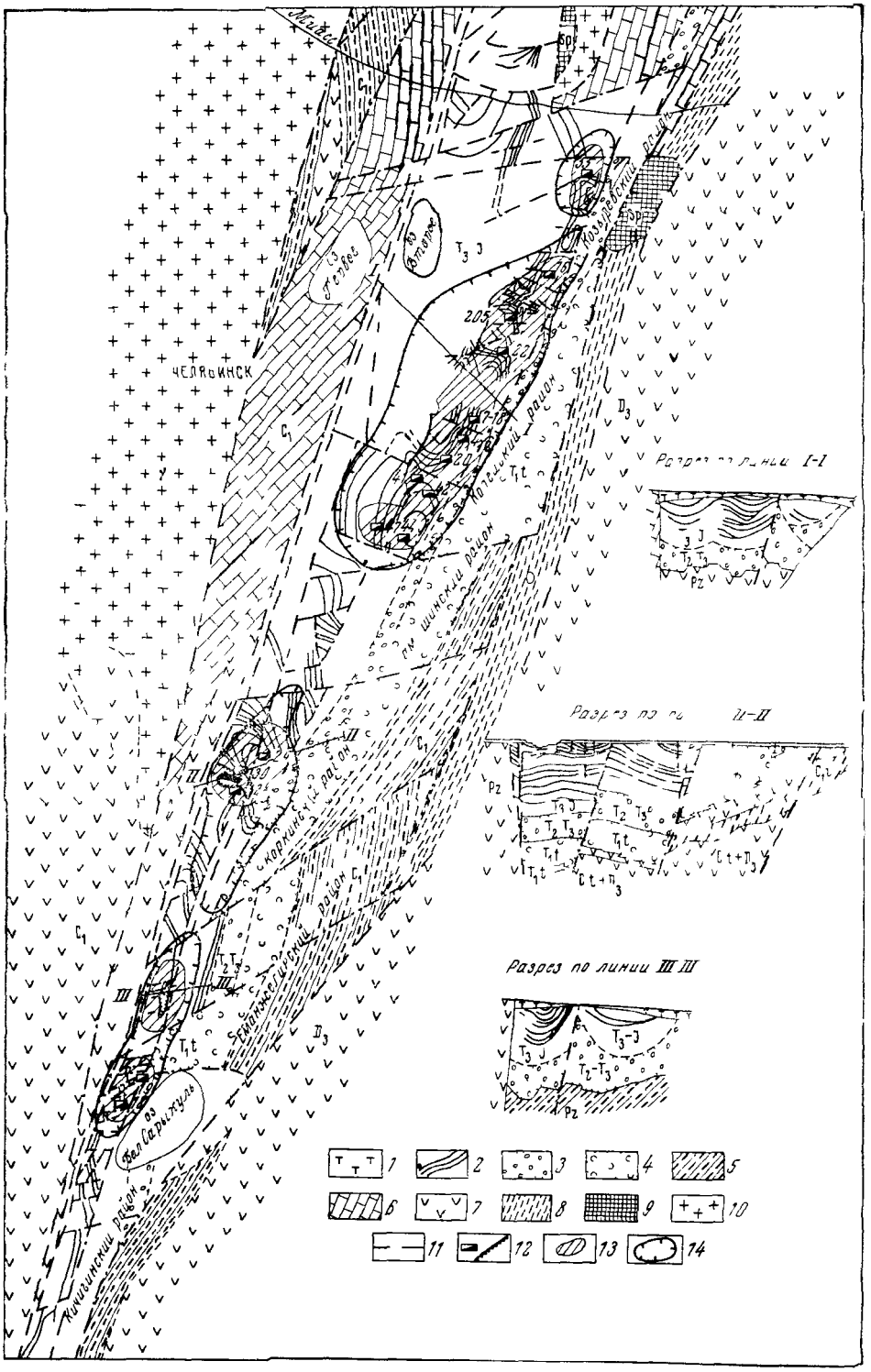
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЧЕЛЯБИНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Челябинский буроугольный бассейн расположен в западной окраине Западно-Сибирской низменности, в зоне сочленения ее с восточным склоном Южного Урала. Он протягивается суживающейся к югу полосой вдоль уральских структур, почти в меридиональном направлении, на расстояние более 150 *км*. В северной части, на широте г. Челябинска, его ширина составляет 14 *км*, на юге — 0,2 *км*. Рельеф бассейна представляет собой слабо всхолмленную равнину, граничащую на западе с пенепленом восточного склона Урала. Особенностью гидрографии района является чрезвычайно редкая речная сеть и обилие бессточных озерных котловин площадью от долей гектара до нескольких десятков квадратных километров. По северной окраине бассейна протекает р. Миасс со среднегодовым расходом 17—18 *м*^{3}*/сек*, а на юге р. Увелка со среднегодовым расходом 0,86—11,0 *м*^{3}*/сек*. Остальные три речки: Еманжелинка, Чумляк и Борисовка имеют непостоянный поток и теряются при впадении в заболоченные озерные котловины.

По геологическому строению Челябинский бассейн представляет собой грабен среди палеозойских пород восточного склона Урала, заполненный нижнемезозойскими угленосными отложениями. Западный борт крутой, почти вертикальный. Глубина грабена здесь от 1700 до 3500 *м*. Восточный борт более пологий, а глубина впадины в этой части изменяется от 500 до 1500 *м*. Мезозойские отложения подразделяются на туринскую серию осадков, относимую к нижнему и среднему триасу, и мощную челябинскую серию, соответствующую верхнему триасу и нижней юре. Туринская серия представлена в основном туфогенными образованиями с широко развитыми покровами кайнотипных базальтов. В ее верхней части (анохинская свита) залегают аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники со слабым углепроявлением. Челябинская серия, имеющая мощность 1000—3000 *м*, подразделяется (снизу вверх) на четыре свиты: калачевскую, козыревскую, коркинскую и сугоякскую. В основании каждой свиты лежат преимущественно грубообломочные породы: конгломераты, гравелиты и песчаники, сменяющиеся выше продуктивными осадками: аргиллитами, алевролитами, углями и углистыми агриллитами.

В складчатой структуре триас-юрских отложений Челябинского бассейна основным элементом являются две синклинальные складки: западная и восточная. Оси их протягиваются в северо-северо-восточном направлении, вдоль бортов грабена, испытывая поднятия и опускания под углами от 5 до 15°. Вследствие наличия таких прогибов и поднятий по простиранию бассейна образуются асимметричные брахисинклинали, вытянутые в меридиональном направлении. Складчатые структуры сильно осложнены сбросо-сдвиговыми перемещениями широтного, меридионального и диагонального направлений (рис. 106).

Борта грабен-впадины сложены сильно дислоцированными палеозойскими породами, по возрасту охватывающими период от ордовика до нижнего карбона. Среди них большое распространение имеют ин-


Челябинск
Разрез по линии I-I
Разрез по линии II-II
Разрез по линии III-III
Кыштымский район
Еманжелинский район
Карабалыкский район
Коркинский район
Шимкинский район
Троицкий район
Кизильский район
Кунашакский район
Сосновский район
оз. Тургояк
оз. Большой Кисегач
оз. Большой Аргази
оз. Малый Аргази
оз. Большой Кундрюк
оз. Малый Кундрюк
оз. Большой Сарыкуль
оз. Малый Сарыкуль
оз. Еткуль
оз. Чебаркуль
оз. Малый Кисегач
оз. Синара
оз. Большой Кисегач

трузии гранитной магмы, эффузивы различного состава и осадочные породы: известняки, сланцы и конгломераты. На восточном борту преобладают эффузивные образования. Сверху триас-юрские и палеозойские породы восточного борта грабена трансгрессивно перекрываются морскими осадками мела и палеогена мощностью от 5 до 25 *м*. Меловые осадки представлены тонкозернистыми глинистыми песками. В основании палеогена залегают опоко-кварцевые песчаники, конгломераты и кремнистые опоки, выше переходящие в диатомитовые глины. Четвертичные отложения практического значения в гидрогеологии месторождений не имеют.

Опоки и песчаники палеогена образуют водоносный горизонт, служащий, как и на Буланашском месторождении, источником питания подземных вод триас-юрских отложений. Среди последних водоносными являются также песчаники, конгломераты и угли, безводные породы, аргиллиты и алевролиты, составляют 45—50%. Крайняя фациальная изменчивость угленосных пород в сочетании с наклоном пластов обусловливает чередование водоносных и безводных пород, придавая содержащимся в них подземным водам напорный характер. Наличие тесной гидравлической связи подземных вод угленосных отложений и перекрывающих их палеогеновых опок привело к образованию единого пьезометрического зеркала с глубиной залегания от 3 до 12 *м*.

Водоносность триас-юрских отложений в целом невелика, что объясняется общей сухостью климата, почти полным отсутствием на площади бассейна речной сети, малой мощностью покрывающих водоносных опок, изменяющейся от 0,5 до 1—1,5 *м*, и значительным содержанием в составе угленосных отложений глинистых пород. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,002 до 0,8 *л/сек*, а в среднем не превышают 0,1 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации находятся в пределах 0,003—8 *м/сутки*. Наибольшей водоотдачей обладают скважины, пройденные в прибортовых частях грабена и в северной части бассейна, где литологический состав анохинской и калачевской свит отличается повышенным содержанием крупнообломочных пород.

Притоки воды в шахты Челябинского бассейна из угленосных пород копейской и козыревской свит небольшие и не вызывают особых осложнений при эксплуатации. Этому способствуют, кроме отмеченных выше причин, и структурные условия угленосной полосы. Наличие мелких брахисинклиналей, разорванных дополнительно тектоническими нарушениями (см. рис. 106), разделяют месторождения на ряд мелких полузамкнутых бассейнов подземных вод, гидравлически связанных между собой только по верхнему водоносному горизонту в палеоген-меловых отложениях. Такие структуры, содержащие небольшие статические и динамические запасы подземных вод, ограничивают развитие воронки депрессии от шахтных водоотливов, а снижение уровня или частичное осушение опок ухудшает питание водоносных пластов угленосных отложений. Поэтому среднегодовые притоки под-

---

носный комплекс пестроцветных преимущественно грубообломочных пород среднего и верхнего триаса (анохинская и калачевская свиты). *4* — водоносный комплекс осадочно-вулканогенных пород нижнего триаса (бичурская свита), *5* — водоносный комплекс в терригенно-осадочных толщах с прослоями известняков — C_1, *6* — водоносный комплекс в известняках, аркозовых песчаниках и сланцах — C_1, *7* — водоносный комплекс в порфиритах различного состава и их туфах; *8* — водоносный комплекс в филлитах, углисто-глинистых и кремнистых сланцах с прослоями глинистых сланцев, *9* — водоносный комплекс в ультраосновных породах — серпентинитах и перидотитах; *10* — водоносный комплекс в интрузивных массивах гранитной формации; *11* — линии тектонических нарушений; *12* — шахты и контуры карьеров; *13* — площади палеоген-мелового водоносного комплекса, осушенные в результате рудничного водоотлива; *14* — ориентировочные контуры депрессионной воронки зеркала подземных вод, образовавшейся в результате рудничного водоотлива

земных вод в шахты глубиной 100—150 *м* колеблются в пределах всего лишь 60—80 *м³/ч*, реже 120—160 *м³/ч*. Размеры притоков по основным шахтам бассейна приведены в табл 43 Максимальные их

Таблица 43

Притоки воды в шахты Челябинского буроугольного бассейна за 1965 г.

Наименование или номер шахты	Год ввода в эксплуатацию	Глубина разработки, *м*	Среднегодовой приток воды в шахту *м³/ч*	
			средний	приток на 1 пог. *м* выработки
16	1933	150	60	0,007
205	1933	200	50	0,004
23	1932	160	40	0,010
22	1939	180	80	0,006
20	1940	124	40	0,006
41	1942	—	40	0,006
43	1942	—	35	0,005
17/55	—	—	130	0,004
4/6	1935	250	100	0,001
204	—	250	100	0,001
42-бис	—	—	140	0,004
45	1948	—	60	0,020
46	1949	—	40	0,010
47	—	—	70	0,003
Красная Горнячка	1939	120	50	0,005
42 „Капитальная"	—	—	100	0,008
Калачевская 1	—	—	80	0,002
Калачевская 3	—	—	52	0,002
18-бис	1930	—	70	0,001
Красносельская 1	—	—	18	0,001
Южно-Батуринская	—	—	95	0,001
28, дренажная	—	—	160	

размеры отмечаются в начальный период строительства шахт и освоения месторождения, когда вскрываются новые водоносные пласты и происходит сработка статических запасов. После двух-трех лет эксплуатации притоки уменьшаются и изменяются в зависимости от сезонных колебаний количества атмосферных осадков и вскрытия новых водоносных пластов (рис 107). Зоны тектоинических разломов в бассейне не отличаются большой водообильностью, что связано со значительной глинистостью угленосных отложений Наблюдения по шахтам показывают, что при пересечении горными выработками тектонических нарушений приток увеличивается первоначально на 20—50 *м³/ч*, после чего в течение одного месяца уменьшается до первоначального. Нередки случаи вскрытия совершенно безводных нарушений

Наблюдения за гидрогеологическими скважинами и притоком подземных вод в шахты показывают, что при увеличении глубины разработки месторождений водоносность триас-юрских пород сокращается (табл. 44). Это связано с фациальными изменениями состава пород, увеличением их глинистости, а также и плотности на глубине.

В результате длительного, почти 35-летнего, водоотлива в пределах бассейна образовалась огромная депрессионная воронка, влияние которой по западному борту грабена сказывается на расстоянии до 5—6 *км*, а по восточному на 2—4 *км*. Внутри этой воронки, вокруг шахт и карьеров образовались дополнительные, местные крутые депрессионные воронки, приведшие к полному осушению покровных, ме-

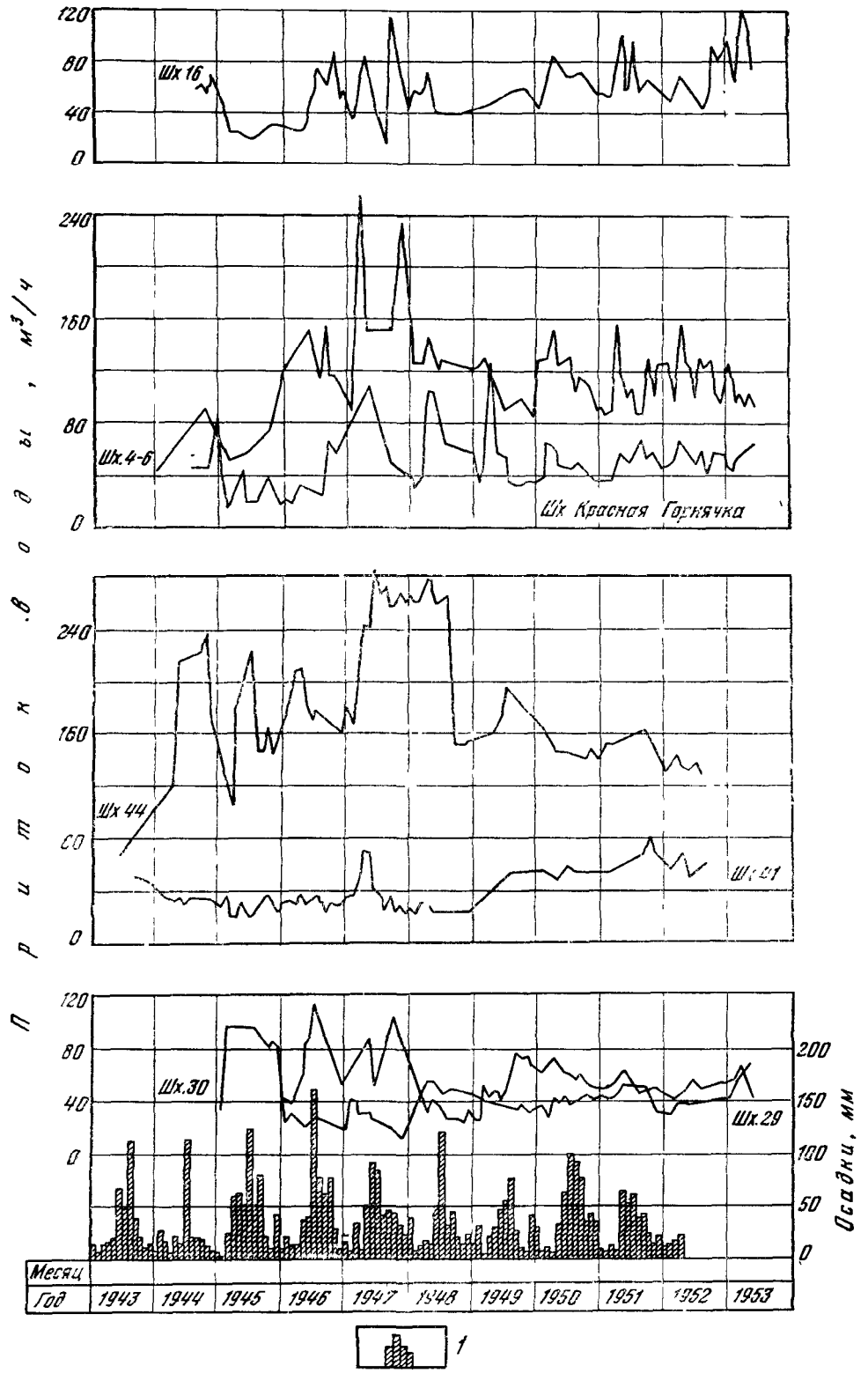


Рис. 107. График изменения притоков воды в шахты Челябинского буроугольного бассейна. Составил А. П. Сирман

1 — месячная сумма осадков

Таблица 44

Размер общих и погоризонтных среднегодовых притоков воды в шахты за 1952 г.

Номера или наименование шахт	Максимальная глубина шахт, *м*	Общий приток воды, *м³/ч*	В том числе по горизонтам			
			горизонт, *м*	приток, *м³/ч*	горизонт, *м*	приток, *м³/ч*
44	185	140	102	85	185	55
204	175	75	110	40	175	35
4/6	250	82	175	61	250	21
Красная Горнячка	170	27	120	19	170	8
18-бис	130	70	70	41	130	29

ловых и палеогеновых водоносных пород в контурах, отмеченных на схеме бассейна (см. рис. 106).

Разработка мощных угольных пластов на Коркинском, Еманжелинском, Батуринском и Красносельском месторождениях осуществляется открытыми карьерами (разрезами). Наиболее крупным из них является Коркинский карьер 1—2, глубина которого в 1966 г. превышала 300 *м*. В дальнейшем его проектируется углубить до 550 *м*, доведя протяженность до 2,8 *км*, а ширину до 2—2,7 *км*.

Коркинское месторождение представляет собой крупную моноклиналь с наклоном на север под углом 14—20°, осложненную рядом складок и разрывов (см. рис. 106). Общая обводненность пород небольшая и осложнений не вызывала, поэтому до глубины 70 *м* специальной дренажной системы не было. Вся вода собиралась в зумпф, откуда откачивалась на поверхность. Приток воды в карьер составлял 120—140 *м³/ч*. Позднее, с углублением карьера и увеличением притока воды, возникла опасность развития оползней лежачего бока и необходимость устройства дренажа. Первоначально дренажная сеть состояла из системы квершлагов и штреков, пройденных из шахты 27 и расположенных на глубине 96 *м*, при глубине карьера 70 *м*. Еще позднее была сооружена специальная дренажная шахта 28, расположенная на южном борту карьера. Ее дренажные выработки состояли из системы уклонов, квершлагов и штреков, расположенных на глубинах 96, 129, 166, 214 и 278 *м* от поверхности. Общий приток воды в шахту при глубине дренажной системы 96 и 129 *м* был равен 170 *м³/ч*; при углублении до 166 и 214 *м* общий приток возрос до 180—187 *м³/ч*; при глубине дренажной системы 278 *м* общий приток воды составил 200 *м³/ч*. Дренаж восточной части карьера осуществлялся горизонтальными выработками дренажного шурфа, пройденными на глубинах 75, 112 и 145 *м*. Общий приток в них составлял 40—70 *м³/ч*. Дренаж северной части карьера со стороны висячего бока осуществлялся горными выработками эксплуатационных шахт 19, 19-бис, 27 и 30. Общий приток в них колебался от 40 до 50 *м³/ч*. К 1960 г. глубина карьера достигла 280 *м*, и вся система дренажа была подработана, новый проект ее не осуществлен и откачка воды проводится с подошвы карьера с производительностью 140—170 *м³/ч*. Система дренажа при сравнительно небольшом притоке подземных вод обеспечила полное осушение карьера и предотвратила оползневые явления в его бортах.

Глубина карьеров на Батуринском и Красносельском месторождениях достигла 120 *м*. Ввиду большей устойчивости пород специальных дренажных работ не проводилось. Небольшой приток подземных вод, равный в Красносельском карьере 60 *м³/ч*, Батуринском — 85 *м³/ч*,

скапливается в зумпфе на дне карьеров и откачивается на поверхность.

В отличие от всех угольных месторождений Урала подземные воды Челябинского бассейна имеют весьма широкий диапазон изменения минерализации и химического состава. В зоне активного водообмена, распространенной до глубины 150 *м*, на многих месторождениях встречаются преимущественно пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* гидрокарбонатного кальциевого состава. В зоне замедленного водообмена (глубины 150—300 *м*) и ниже, в зонах застойного режима, минерализация подземных вод возрастает до 5,2—8,8 *г/л*, а по отдельным шахтам до 13—14 *г/л* и даже 38—42 *г/л*, а состав меняется на хлоридный натриевый. Типичный химический состав таких вод следующий:

$$M_{5-42}\frac{Cl\,66\ SO_4\,26\ HCO_3\,8}{(Na+K)\,49\ Ca\,21\ Mg\,30}.$$

Другой отличительной чертой подземных вод угленосных отложений является высокое содержание сульфатов, которые в зауральских водоносных горизонтах отсутствуют.

*
* *

В заключение описания гидрогеологии месторождений полезных ископаемых кратко охарактеризуем основные методы борьбы с подземными водами при эксплуатации месторождений, которые применяются на Урале в настоящее время.

Первый метод, который можно назвать «пассивным», заключается в приеме водопритоков непосредственно в горные выработки и откачке воды из них на поверхность. Этот метод является основным для месторождений с простыми гидрогеологическими условиями, в том числе практически для всех меднорудных месторождений, значительной части железорудных и нерудных. При подземных работах водоотлив производится из зумпфов наиболее глубоких на данном месторождении шахт, при открытых работах из специальных зумпфов, проходкой которых начинается нарезка каждого эксплуатационного этажа.

На месторождениях со сложными и очень сложными гидрогеологическими условиями, где применяются специальные методы дренажа, часть водопритоков все же приходится принимать непосредственно в горные выработки. Так, на североуральских бокситовых месторождениях, где основной водоприток перехватывается крупными дренажными узлами, в горные выработки еще поступает достаточно большое количество подземных вод, в связи с чем на всех шахтах существует собственный водоотлив. На Троицко-Байновском месторождении огнеупорных глин предварительное водопонижение осуществляется дренажными скважинами, однако верхние водоносные толщи не осушаются, воды их поступают в карьер и периодически откачиваются. Таким образом, водоотлив непосредственно из горных выработок в той или иной мере осуществляется практически на всех месторождениях полезных ископаемых.

Специальные методы борьбы с подземными водами, которые можно назвать «активными», применяются на месторождениях со сложными и очень сложными гидрогеологическими условиями и разделяются на две группы: внешний дренаж, осуществляемый за пределами площади развития горных работ (площади месторождения), и внутренний дренаж, сооружения которого располагаются в контуре горных работ.

Внешний дренаж разбивается на три основных способа. Первым из них является предварительное водопонижение, осуществляемое дренажными скважинами. Эти скважины проходятся обычно на основной водоносный горизонт, и водоотлив из них рассчитывается на снижение уровня подземных вод ниже горизонта отработки. В этих условиях водоприток в горные выработки из этого горизонта полностью или почти полностью исключается и горные работы ведутся в осушенной части или при небольшом обводнении за счет других, обычно расположенных выше водоносных горизонтов, которые не могут быть полностью сдренированы. В качестве примеров такого способа дренажа можно указать Богословское и Волчанское угольные месторождения, Троицко-Байновское месторождение огнеупорных глин, частично Высокогорское железорудное месторождение, в которых осуществляется дренаж трещинно-карстовых вод известняков, Полуночное месторождение марганца, где дренаж идет через трещинную зону тектонического нарушения, и др.

Второй способ внешнего дренажа заключается в перехвате фланговых потоков подземных вод дренажными узлами, располагающимися на подходе этих потоков к горным выработкам. Это не избавляет полностью от водопритоков непосредственно в горные выработки, но резко уменьшает их, что улучшает общие условия отработки. Наиболее ярким примером применения этого способа являются североуральские бокситовые месторождения, где двумя фланговыми дренажными узлами перехватывается в настоящее время до 70% общих водопритоков, которые ранее поступали непосредственно в шахты. Кроме улучшения условий отработки, этот способ дает и большой экономический эффект, так как водоподъем из дренажных узлов производится с глубин 100—150 *м*, тогда как водоотлив из шахт с глубин 200—250 *м* и более.

Третий способ внешнего дренажа имеет целью ограничение или прекращение поступления в горные выработки речных вод и заключается в отводе за пределы месторождений или экранировании речных водотоков. Этот способ используется в настоящее время на североуральских бокситовых месторождениях, где все реки, пересекающие карстовый бассейн, взяты в бетонные каналы; на Богословском угольном месторождении, где р. Турья также взята в бетонный канал; на Покровском железорудном месторождении, где р. Колонга отведена в новое искусственное русло за пределы месторождения, и др. Проектируется отвод рек или их экранирование еще на нескольких месторождениях.

Метод внутреннего дренажа также разбивается на три основных способа. Первым из них является бурение опережающих скважин из горных выработок. По существу это дренаж не месторождений, поскольку при этом не происходит снижения объема водоотлива, а дренаж забоев, имеющий целью предварительное снижение напора подземных вод, располагающихся в зоне предстоящей отработки, для предотвращения внезапных прорывов. Опережающее бурение производится на месторождениях многих полезных ископаемых, характеризующихся развитием локальных зон повышенной водообильности.

Вторым способом внутреннего дренажа является проходка дренажных скважин в пределах площади горных работ. Эти скважины закладываются на хорошо фильтрующие породы, залегающие ниже горизонта отработки, или на линейные трещинные зоны, являющиеся естественными дренами окружающих пород. В результате водоотлива из таких скважин происходит широкий дренаж окружающих пород, и отработка ведется в условиях резкого уменьшения водопритока непосредственно

в горные выработки. Такие дренажные скважины пройдены, например, с подошвы карьеров железорудных (Высокогорского, Ахтенского и др.), никелевых (Уфалейской группы) месторождений и ряда других

Третьим способом является проходка дренажных шахт и штреков, дренирующих рудное поле в целом на горизонте ниже основного горизонта отработки. Такой способ применяется на угольных месторождениях и на Баженовском месторождении асбеста, где система дренажа дополнена бурением водоспускных скважин, транспортирующих карьерные воды в дренажные штреки. И при этом способе проходка дренажных шахт и штреков приурочивается к зонам повышенной трещиноватости, что облегчает дренирование окружающих пород

Часть четвертая

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УРАЛА

Глава X

ПРИНЦИПЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ

Инженерно-геологические исследования на Урале развивались главным образом в направлении решения практических задач промышленного и гражданского строительства. Глубокие же тематические исследования, охватывающие широкий круг вопросов инженерно-геологической характеристики Урала, почти не велись. Это связано с тем, что на бо́льшей части территории широко развиты скальные грунты, условия строительства на которых не требовали детального изучения физико-механических свойств и определялись преимущественно условиями инженерной подготовки площадок.

Исключение составляют делювиальные грунты, имеющие также широкое распространение и обладающие резкой изменчивостью несущей способности, по которым выполнено значительное количество специальных исследований особенно в последние годы и опубликовано несколько сводных работ. Основные из них (Корженко, 1963: Швец, 1964 и др.) использованы при составлении настоящей главы.

Кроме того, были использованы материалы региональных работ геологического направления, в том числе по вопросам стратиграфии, тектоники и формационных построений (XII том, Урал, монографии «Геология СССР»), а также геоморфологического устройства территории — новейшие работы А. П. Сигова и возглавляемой им группы геоморфологов (В. С. Шуб и др.). По содержанию настоящая глава является первой попыткой формационного подхода к инженерно-геологическому районированию Урала и характеристики районов с точки зрения свойств грунтов и пород не только как оснований сооружений, но и как строительных материалов, а также как среды, в которой ведутся горные работы при добыче полезных ископаемых.

В основу инженерно-геологического районирования положена унифицированная схема, принятая в октябре 1962 г. на совещании по проблемам инженерно-геологического картирования и районирования (Голодковская, 1963), с выделением следующих таксономических единиц: регионов — по структурно-тектоническому, областей — по геоморфологическому и районов — по литолого-генетическому (формационному) принципам.

В соответствии с этой схемой в пределах Урала выделяется три региона, указанных на карте инженерно-геологического районирования Урала (прил. 2):

А — восточная окраина Русской платформы.

Б — горноскладчатый Урал.

В — западная окраина Западно-Сибирской платформы.

В пределах первого региона «А» на основе геоморфологического районирования Урала, разработанного А. П. Сиговым (1964 г.), выделяется две инженерно-геологические области:

$А_I$ — область, соответствующая денудационной равнине восточной окраины Русской платформы и Предуральскому прогибу.

$А_{II}$ — область приподнятой денудационной равнины Уфимского плато.

Во втором регионе «Б» выделяются следующие области:

$Б_I$ — остаточные горы западного склона Урала.

$Б_{II}$ — остаточные горы осевой части Урала.

$Б_{III}$ — остаточные горы восточного склона Урала.

$Б_{IV}$ — пенеплен восточного склона Урала.

Однообразное геоморфологическое строение третьего региона «В» при оценке его с инженерно-геологических позиций исключает необходимость выделения областей.

В пределах большинства областей выделены районы, отличающиеся по составу и инженерно-геологическим свойствам слагающих их комплексов горных пород, объединенных в инженерно-геологические группы.

А — восточная окраина Русской платформы

Названный регион занимает западную часть описываемой территории и включает два геолого-структурных подразделения: собственно восточную окраину Русской платформы и Предуральский прогиб. Для территории региона характерна слабая дислоцированность пород, представленных морской карбонатной, карбонатно-обломочной и континентальной пестроцветно-обломочной и лагунно-соленосной формациями палеозойского возраста. Мощность их в Среднем Предуралье не превышает 1,5—2 *км*, достигая в Южном и Северном 4—5 *км*. Геолого-структурные позиции региона весьма просты и характеризуются развитием крупных складчатых структур с пологопадающими крыльями, углы падения которых обычно не выходят за пределы 2—6°.

Палеозойский комплекс региона, включающий породы коренной основы, обнажается только по долинам рек на крутых обрывистых берегах. Что касается водоразделов и склонов, то они покрыты сплошным чехлом четвертичных отложений, преимущественно элювиального и делювиального происхождения. Долины рек выполнены древними и современными аллювиальными отложениями.

В пределах данного региона, как уже отмечалось, выделены две геоморфологические области:

$А_I$ — денудационная равнина Предуралья и $А_{II}$ — приподнятая денудационная равнина Уфимского плато.

Первая область ($А_I$) — денудационная равнина Восточной окраины Русской платформы и Предуральского прогиба занимает преобладающую часть территории региона. В географическом отношении она занимает восточную окраину Средне-Русской равнины, что известным образом сказалось на ее орографии. Плоские водоразделы, слегка всхолмленные, постепенно переходят в согласные речные долины, имеющие преимущественно широтную ориентировку. Междуречные пространства сильно облесены и задернованы. Выходы коренных (скальных) пород наблюдаются только по долинам рек. Глубина эрозионного вреза реки Камы в среднем ее течении колеблется в пределах 100—150 *м*, а перепад высот между водоразделами и поймой реки составляет 150—200 *м*. Для ее притоков эти показатели, как правило, снижаются.

Формации пород коренной основы повсеместно покрыты чехлом пород поверхностных образований, минимальная мощность которых (2—3 *м*) отмечается на водоразделах, а максимальная (15—20 *м*) у подножий склонов.

Коры выветривания по площади области развиты слабо и имеют небольшую мощность (несколько метров), что объясняется широким распространением карбонатных пород в субстрате, при выветривании чистых разновидностей которых коры выветривания не формируются.

Из физико-геологических явлений на территории области широкое развитие получил карст и в меньшей степени оползни и овраги. В северной сильно залесенной части области распространены болота. Для развития карста здесь исключительно благоприятная климатическая обстановка. Большое количество атмосферных осадков при слабом испарении способствует формированию значительного по размерам подземного стока. С другой стороны, развитию карста способствуют и геологические предпосылки, в частности, большая распространенность пород, склонных к выщелачиванию, а также неоднократно повторявшиеся длительные континентальные режимы. Несомненно влияние на развитие карста оказывает также дренированность территории глубоко врезанными речными долинами, обеспечивающими разгрузку подземного стока. Карсту Предуралья посвящена обширная литература, которая, однако, свидетельствует о том, что изучение карста все еще ведется несколько односторонне — с географических и чисто геологических позиций — и недостаточно с точки зрения оценки инженерно-геологических условий.

Глубокий инженерный анализ карстовые явления получили только в процессе изыскания створов плотин на реках Каме и Белой и связанных с ними проектных решений, но данные по ним, за редким исключением (Лыкошин, 1959), не обобщены и не опубликованы. Поэтому в литературе нет даже попыток прогнозирования (не говоря уже о математических расчетах) устойчивости различных сооружений и коммуникаций в районах развития карста. Таким образом, при современном направлении изучения карста значение его в строительстве может оцениваться главным образом с позиций инженерной подготовки и материально-технических затрат на планировку застраиваемых площадей. Совершенно очевидно, что влияние карста, как древнего, так и современного, на инженерное освоение территории различно в зависимости от форм и интенсивности его проявления, размеров и плотности на единицу площади и т. д. Так, например, инженерная подготовка в пределах Куликовского карстового района (нижняя часть бассейна р. Чусовой) потребует больших затрат на планировку карстового рельефа, принимая во внимание, что размер воронок достигает здесь 50—60 *м* в поперечнике и 20 *м* на глубину, при плотности их до 20—25 на 1 *км*^{2} площади. Для выбора площадок под отдельные наиболее ответственные сооружения необходимо одновременно с инженерно-геологическими исследованиями проводить геофизические работы, применяя в первую очередь методы сейсмической разведки и электрозондирования, дающие возможность фиксировать в плане и разрезе наиболее крупные карстовые полости. И наоборот, в Красноуфимском карстовом районе, где проявления карста выражены слабо, в форме мелких воронок, инженерная подготовка по своему направлению и объему работ ничем практически не отличается от районов, не подверженных карстообразованию.

Оползни в пределах области развиты локально — только в долине р. Камы, на участках крутых склонов террас, сложенных мощной толщей рыхлых отложений. В настоящее время в связи с сооружением на реке крупных водохранилищ оползневые явления прогрессируют. Овраги также проявляются здесь в малой степени, несмотря на холмисто-увалистый рельеф и наличие рыхлого покрова, что объясняется равномерным выпадением атмосферных осадков (отсутствием ливней).

В заключение необходимо отметить, что грунтовые воды залегают на различных глубинах. На водоразделах и склонах они находятся на глубинах, превышающих 10 *м*, за исключением заболоченных территорий, где глубина залегания грунтовых вод не превышает 0,5—1,0 *м*. В долинах рек глубина грунтовых вод зависит от строения террас. Обычно на пойме они залегают близко от поверхности (0,5—3,0 *м*), на I надпойменной террасе — ниже (3—5 *м*) и т. д.

По степени минерализации преобладают пресные воды. Повышенная сульфатная минерализация (1,5—2,1 *г/л*) отмечается в грунтовых водах, циркулирующих в породах, имеющих прослойки и включения гипса. Эти воды обладают сульфатной агрессией по отношению к бетонным конструкциям. Местами в грунтовых водах наблюдается высокая хлоридная минерализация за счет растворения и выщелачивания каменной соли.

По характеру формаций пород коренной основы и поверхностных отложений описываемая область разделяется на два района.

Район A_{I_1} имеет породы коренной основы, сложенные комплексом осадков верхней части палеозойского структурного этажа. Преобладающими в разрезе этажа являются терригенные и карбонатные формации пермского возраста. Значительным распространением пользуются также гипсовые и соленосные отложения. Принципиальным отличием этого района является происхождение, состав и свойства пород, слагающих поверхностные образования. Генетически они принадлежат к аллювиальным и водно-ледниковым (флювиогляциальным) осадкам. Мощность их колеблется в широких пределах, от 2—3 до 15—20 *м*. По гранулометрическому составу породы поверхностной формации относятся к супесям, пескам, содержащим иногда грубообломочный материал — галечник и гравий. В верхнем и среднем течении р. Камы и ее притоков пойменная терраса часто сложена тщательно перемытым и отсортированным гравийно-галечниковым материалом. Среди песков преобладают мелкозернистые разновидности, характеристика которых дана на основании анализов и испытаний проб из Соликамского района (табл. 45).

Таблица 45

Результаты анализов песков поверхностных образований денудационной равнины Предуралья, района A_{I_1}

Гранулометрический состав, % диаметр фракции, *мм*			Естественная влажность, %	Коэффициент водонасыщения	Объемный вес, *г/см³*
Песок 1,0—0,05	Пыль 0,05—0,005	Глина менее 0,005			
56,16—96,10	3,04—34,30	0,86—9,54	15,48—20,82	0,50—0,87	1,65—2,02

Пористость, %	Коэффициент уплотнения „a" *см²/кг*	Угол естественного откоса		Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Категория трудности разработки
		в сухом состоянии	под водой		
38,90—45,10	0,005—0,012	34—36°	22—28°	0,024—25,920	I—II

Допускаемые нагрузки на песчаные и супесчаные породы обычно принимаются в пределах 2—3 *кГ/см*^{2}, за исключением случаев, когда они находятся в переувлажненном состоянии и являются типичными плывунами. Несущая способность таких супесей и песков приближается к нулю, и возведению на них каких-либо сооружений должно предшествовать осушение пород, а при малой водоотдаче пород химическое закрепление.

Дебит источников, вытекающих из аллювиальных и водно-ледниковых отложений, достигает десятых долей литра в секунду. Воды эти иногда обладают небольшим напором (0,5—1,0 *м*) за счет локальных водоупоров в кровле водоносных горизонтов. Режим грунтовых вод аллювиального типа неустойчив, особенно изменяются их уровни, в одних случаях за счет неравномерного выделения осадков во времени (зимний и летний минимумы), а в пойменной террасе в связи с весенним половодьем и периодами зимней и летней межени. Однако химический состав и степень минерализации грунтовых вод аллювиального типа и водно-ледниковых отложений остаются стабильными. Это пресные воды с минерализацией в пределах 0,2—0,5 *г/л* гидрокарбонатного кальциевого состава. Исключением являются участки, где грунтовые воды подпитываются напорными водами, выходящими из пород коренной основы, содержащей гипсоносные и соленосные отложения. В этих случаях сульфатно-хлоридная минерализация может достигать граммов и даже десятков граммов на литр воды.

Район следует считать благоприятным по орографическим и инженерно-геологическим условиям для наземного строительства и коммуникаций. Исключением являются пойменные террасы, где близость к поверхности грунтовых вод потребует применения водоотлива при проходке котлованов.

Район A_{I_2}. Для него характерно развитие литологических комплексов, входящих в инженерно-геологическую группу скальных и полускальных пород осадочного происхождения, преимущественно кунгурского и уфимского ярусов. Среди них преобладают карбонатные: известняки, доломиты, известковые туфы, мергели и терригенные: песчаники, конгломераты, глинистые сланцы. Верхнепермские известняки отличаются разнообразием химического состава. Наряду с преобладанием чистых известняков встречаются доломитизированные известняки, а также кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые разновидности. Известняки отличаются малой механической прочностью и склонны к процессам физического выветривания, о чем свидетельствуют результаты испытаний проб из Чикалинского месторождения, Кунгурский район (табл. 46).

Эти породы по механической прочности могут быть отнесены к полускальным. Широко распространенные в районе полимиктовые песчаники в зоне выветривания (на глубину 8—10 *м*) также отличаются малой механической прочностью и склонны к выветриванию (заготовленный в штабелях камень разрушается в песок в течение 2—3 лет) и должны быть отнесены к полускальным породам. С глубиной прочность этих пород возрастает до 1000 *кГ/см*^{2} и более, но породы также склонны к промораживанию вследствие высокой пористости и водопоглощения. Что касается песчаников, являющихся наиболее распространенными среди отложений терригенной формации, то их физико-механические свойства принципиально ничем не отличаются от свойств известняков области.

Важной особенностью пород карбонатной и терригенной формаций области является часто встречающаяся тонкослоистая и даже тонко-

Таблица 46

Результаты испытаний известняков Чикалинского месторождения в Кунгурском районе

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	*г/см³*	1,74	2,11	1,90	60
Удельный вес	»	2,52	2,65	2,60	60
Пористость	%	18,23	33,32	26,48	60
Водопоглощение	»	8,10	15,40	12,27	60
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см²*	50	360	176	60
То же в водонасыщенном состоянии	»	45	275	136	60
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Неморозостойкие			
Коэффициент крепости	—	—	—	2—4	

плитчатая текстура их, обесценивающая эти породы как строительный камень. Так, например, при дроблении этих пород в щебень выход некондиционной продукции (лещадки и пыльцы) достигает 90% при допустимой норме не более 10%.

Поверхностный покров различной мощности (от 1—2 до 10—15 *м*) и генезиса представлен связными пластичными отложениями. Среди них встречаются как слабо пластичные (легкие суглинки, являющиеся продуктами выветривания полимиктовых песчаников), так и весьма пластичные (пермские глины и продукты выветривания глинистых сланцев), но наиболее распространенными являются тяжелые суглинки средней пластичности элювиального и делювиального генезиса. Для характеристики делювиальных пород этого района приводятся данные испытаний проб, отобранных с площадок г. Кудымкара (табл. 47).

Таблица 47

Результаты анализов элювиально-делювиальных суглинков с территории г. Кудымкара

Гранулометрический состав, %, диаметр фракций, *мм*			Природная влажность, %	Объемный вес, *г/см³*		Пористость, %
Песок 0,5—0,05	Пыль 0,05—0,005	Глина менее 0,005		При естественных структуре и влажности	Скелета	
6,00—31,00	54,00—73,00	10,00—27,00	23,35—31,54	1,86—2,05	1,41—1,70	37,00—48,40

Показатели пластичности			Угол внутреннего трения	Силы сцепления *c*, *кГ/см²*	Коэффициент уплотнения *a*, *см²/кГ*
Предел текучести	Предел раскатывания	Число пластичности			
30,90—58,00	15,30—27,40	13—31	15°45′—18°47′	0,21—0,38	0,017—0,037

Проведенные дополнительные испытания под нагрузками показали значительную осадку делювиальных пород — модуль осадки при различных нагрузках имел следующие значения:

при нагрузке 1 *кГ/см²* — от 8 до 29 *мм/м*
» » 2 » — » 19 » 48 »
» » 3 » — » 27 » 64 »
» » 4 » — » 34 » 77 »

Учитывая высокий модуль осадки делювиальных пород, допускаемые нагрузки в соответствии со строительными нормами и правилами не должны превышать 1,8 *кГ/см²*.

Для характеристики элювиальных образований района приводятся данные анализов и испытаний проб, отобранных на территории г. Лысьва. Породы коренной основы здесь представляют глинистые сланцы и песчаники артинского яруса перми и реже отложения карбона. Сформировавшиеся на этой основе элювиальные породы полностью утратили первоначальные структурные связи и превратились в рыхлый материал (табл. 48).

Таблица 48

Результаты анализа элювия с территории г. Лысьва

Гранулометрический состав, %, диаметр фракций, *мм*				Показатели пластичности			Категория трудности разработки
Щебень-хрящ, крупнее 2	Песок, 2—0,05	Пыль, 0,05—0,005	Глина, менее 0,005	Предел текучести	Предел раскатывания	Число пластичности	
0,00—44,37	10,58—22,81	25,68—64,06	16,53—34,56	34—49	19—26	17—23	II—III

Допускаемые нагрузки на элювиальные породы подобного типа при отсутствии влияния на них грунтовых вод принимаются в пределах 2—3 *кГ/см²*.

Для полноты характеристики поверхностных пород необходимо отметить, что они отличаются малой водопроницаемостью, коэффициент фильтрации в пределах 0,00011—0,145 *м/сутки*. Дебит источников грунтовых вод также ограничен и обычно не выходит за пределы десятых и даже сотых долей литра в секунду, причем выход многих источников замаскирован делювиальными отложениями и опознаются они только на основании заболоченности и оползневых явлений.

В заключение необходимо отметить, что грунтовые воды делювиально-элювиальных отложений имеют локальное распространение в виде обособленных мелких замкнутых бассейнов. Водовмещающими породами в элювии служат прослои разрушенных песчаников и конгломератов, а в делювии — линзы переотложенных песчаных и щебенисто-гравелистых обломков.

Вторая область (A_{II}), соответствующая территориально приподнятому пенеплену Уфимского плато, занимает в пределах региона ограниченную площадь, имеющую форму неправильного треугольника с острой вершиной в среднем течении р. Сылвы.

В орографическом отношении область представляет собой платообразную поверхность с очень плоскими водораздельными пространствами, нарушаемую относительно глубоко врезанными каньонообразными речными долинами рек Уфы, Ирени и их притоков. Междуречные пространства сильно залесены и задернованы. Область слагается нижнепермскими осадочными толщами, на которых иногда залегают

небольшими участками морские и континентальные мезозойские и кайнозойские отложения. Среди нижнепермских осадков развиты два характерных типа пород: гипс-ангидритовая толща иренской свиты кунгурского яруса и известняки, местами доломитизированные известняки и мергели кунгуро-артинского яруса. Гипсы и ангидриты по своей прочности соответствуют полускальным грунтам. Вследствие легкой растворимости они чрезвычайно сильно закарстованы. В их пределах современный рельеф представляет типичную карстовую поверхность, усеянную множеством карстовых воронок различной конфигурации и размеров. Внутри массивов развита густая сеть карстовых каналов, пещер и отдельных крупных пустот. Здесь располагается и известная Кунгурская ледяная пещера. На площади распространения иренской свиты нередки провалы и оседания отдельных участков земной поверхности. Строительству промышленных и гражданских сооружений по этой территории должно предшествовать детальное изучение карстовых явлений.

Известняки кунгуро-артинского яруса в отличие от верхнепермских обладают большей плотностью и механической прочностью, что подтверждается результатами испытаний проб известняков из Пудлинговского месторождения (район г. Красноуфимска) (табл. 49).

Таблица 49

Результаты испытаний известняков артинского яруса Пудлинговского месторождения

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	1,93	2,59	2,41	305
Удельный вес	»	2,66	2,94	2,79	305
Пористость	%	1,20	38,00	13,54	305
Водопоглощение	%	1,24	7,73	3,50	224
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	176	781	353	51
То же в водонасыщенном состоянии	»	163	415	256	51
То же после 25 циклов замораживания	»	125	353	216	51
Морозостойкость	Количество циклов замораживания	Выдерживают 25 циклов			
Коэффициент крепости				3—4	
Категория трудности разработки				V—VI	

Известняки эти доломитизированные, чем и объясняется повышенный удельный вес пород.

В пределах области встречаются кремнистые и глинистые разновидности известняков. Первые из них отличаются высокой механической прочностью (сопротивление сжатию их достигает 3000—3500 $кГ/см^2$), а вторые отличаются высоким водопоглощением и не выдерживают испытаний на замораживание — образцы распадаются на плитки после одного-двух циклов замораживания.

Поверхностный покров здесь также относительно однообразен и представлен преимущественно связными глинистыми и суглинистыми разновидностями, являющимися элювием карбонатных и терригенных формаций. В меньшей степени развиты делювиальные породы и сугубо локально по долинам рек аллювиальные.

Грунтовые воды благодаря значительному эрозионному врезу рек залегают глубоко, за пределами влияния на основания фундаментов зданий и сооружений. С точки зрения инженерного освоения территории область является простой в силу благоприятного холмистого рельефа, обеспечивающего поверхностный сток. Наряду с этим при застройке площадок наземными сооружениями объем земляных работ во время проведения планировки будет невелик. Единственным исключением из общего правила являются каньонообразные участки долин, которые мало доступны для возведения сооружений промышленного и гражданского назначения. И наоборот, такие участки долин при благоприятном геологическом строении могут служить идеальными створами для плотин и мостовых переходов.

Б — горноскладчатый Урал

Регион включает в себя следующие структурно-фациальные зоны: Западно-Уральскую зону складчатости, Центрально-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб. Он сложен разнообразным комплексом осадочных, магматических и метаморфических пород, собранных в складки меридионального простирания. Широким развитием пользуются также разрывные деформации различной ориентировки.

Длительная история развития Уральской геосинклинали сильно усложнила геоморфологию региона и его инженерно-геологическую обстановку. Уральскими исследователями (А. П. Сигов, В. С. Шуб и др.) на территории горноскладчатого Урала выделяется девять геоморфологических единиц. Для инженерно-геологических целей нами проведена некоторая унификация с выделением четырех областей.

$Б_I$ — инженерно-геологическая область, приуроченная к остаточным горам западного склона Урала, которые широкой полосой, до 100 *км*, тянутся вдоль западного склона Северного и Среднего Урала. Орографически область представляет холмисто-увалистый ландшафт, состоящий из сравнительно невысоких гряд и холмов, чередующихся с ложбинами субмеридионального простирания. Перепады высот значительны и составляют в среднем 200—250 *м*, в отдельных случаях до 350 *м*. Речные долины довольно широкие с пологими вогнутыми склонами.

Породы коренной основы области сложены осадочным и метаморфическим комплексом широкого возрастного диапазона — от протерозойских и нижнепалеозойских на востоке, до средне- и верхнепалеозойских на западе. В литологическом составе преобладают карбонатные и в меньшей степени терригенные формации. Мощность отложений среднего палеозоя достигает здесь 6—7 *км*, а верхнего — не превышает 1,2—1,5 *км*.

Из пород коренной основы наиболее изученными в инженерно-геологическом отношении являются карбонатные: известняки и доломиты. Они служат главным строительным материалом не только для данной области, но и для областей соседнего Предуральского региона. Кроме того, на десятках месторождений известняки изучались как флюс для черной металлургии, а также при промышленной разведке и эксплуатации каменного угля Кизеловского каменноугольного бассейна. Эти исследования показывают, что карбонатные породы области отличаются высокой и средней прочностью, иллюстрацией которой могут служить результаты испытаний известняков и доломитов Архиповского месторождения из района г. Чусового (табл. 50).

Таблица 50

Результаты испытаний известняков и доломитов Архиповского месторождений в районе г. Чусового

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	2,61	2,75	2,67	168
Удельный вес	„	2,68	2,86	2,71	112
Пористость	%	0,75	15,10	1,48	112
Водопоглощение	„	0,16	3,44	0,76	168
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	340	2503	1873	168
То же в водонасыщением состоянии	„	260	1849	1681	168
То же после 25 циклов замораживания	„	230	1681	1167	168
Морозостойкость	Количество циклов замораживания	Выдерживают 25 циклов			
Коэффициент крепости				*8—10*	
Категория трудности разработки				VI—VII	

Как видно из таблицы, породы месторождения значительно снижают механическую прочность после испытания на морозостойкость, что объясняется наличием в отдельных пробах высокой пористости (до 15%) за счет вторичных процессов ее формирования — карстообразования. Вообще же каменноугольные известняки этой области, опробованные при поисках каменных материалов для сооружения Камской плотины, выдержали 200 циклов замораживания.

Менее изучены в этой области песчаники, разнообразные по вещественному составу обломков (полимиктовые и кварцевые), их размеру (от тонкозернистых до грубозернистых), по составу цемента (кремнистый, карбонатный, глинистый, смешанный) и количеству его в породах. Испытания отдельных проб полимиктовых песчаников карбона, отобранных из района г. Чусового, показали высокую механическую прочность пород — сопротивление сжатию колеблется в пределах 1275—2015 $кГ/см^2$. Кварцевые песчаники этого же района имеют еще более высокую прочность — 2260—3200 $кГ/см^2$. Наряду с этим проба нижнедевонского полимиктового песчаника из месторождения в Гремячинском районе оказалась менее прочной — сопротивление сжатию в сухом состоянии для него равно 1372 $кГ/см^2$, а в насыщенном водой состоянии почти в три раза меньше — 531 $кГ/см^2$.

Совершенно не изученными в инженерно-геологическом отношении являются породы протерозойского этажа, размещенные в южной части области. Сложен этаж преимущественно породами метаморфического комплекса: гнейсами, амфиболитами, кварцитами, метаморфическими сланцами. Абсолютная неизученность этих пород объясняется двумя обстоятельствами: во-первых, слабым инженерным освоением территории вследствие отсутствия здесь ценных полезных ископаемых и, во-вторых, заведомой некондиционностью перечисленных метаморфических пород как строительных материалов.

Немаловажную роль играет также орографическое устройство поверхности — горный рельеф иногда с каньонообразными долинами, распространенностью скальных выходов на поверхности, осложняющих инженерное освоение территории.

Что касается рыхлых поверхностных образований, то они представлены четвертичными отложениями различного генезиса с преобладанием делювиальных и элювиальных тяжелосуглинистых, пылеватых и глинистых грунтов, содержащих, как правило, грубообломочный материал. Пятнами при крупномасштабной съемке фиксируются песчаные и супесчаные породы, представляющие собой элювий кварцевых песчаников.

В долинах рек Чусовой, Косьвы, Губахи и др. развиты аллювиальные отложения, имеющие разнообразный гранулометрический состав, начиная с глинистого (иловатого) и кончая грубообломочным (галечники и валуны).

Мощность четвертичных отложений колеблется в широких пределах — от нуля (на высоких гребнях, где коренные породы выходят на дневную поверхность) до 15—20 *м* (у подножия склонов и в долинах рек).

Для характеристики наиболее распространенных здесь поверхностных пород приводятся результаты испытаний (табл. 51) делюви-

Таблица 51

Результаты анализов делювиального суглинка и пылевато-глинистого элювия с площадок Губахинского коксохимического комбината

№ проб	Гранулометрический состав, %, диаметр фракций, *мм*			Физические свойства							Механические свойства		
	Песок, 1,0—0,05	Пыль, 0,05—0,005	Глина, менее 0,005	Естественная влажность, %	Объемный вес при естественной структуре, *г/см*³	Объемный вес скелета, *г/см*³	Коэффициент пористости	Влажность предела текучести, %	Влажность предела раскатывания, %	Число пластичности, %	Коэффициент внутреннего трения	Угол внутреннего трения	Сцепление
1	11,20	44,30	44,50	26,24	1,95	1,55	0,703	52,0	22,0	30,0	0,237	13°27′	0,66
2	15,56	69,44	15,00	26,10	1,94	1,54	0,734	40,0	22,0	18,0	0,337	18°35′	0,31

ального среднего суглинка (проба 2) и пылевато-глинистого элювия (проба 1), отобранных из разных котлованов одной из площадок Губахинского коксохимического комбината.

Эти породы подробно исследовались на компрессию в лаборатории и опытными нагрузками, при этом оказалось, что элювий (продукт выветривания глинистых сланцев) в полном соответствии с данными механических характеристик отличается невысокой несущей способностью, как это видно из сопоставления данных с результатами испытаний для делювиального суглинка (табл. 52).

Таким образом, допускаемые нагрузки на элювиальные породы не должны превышать 1,0—1,5 *кГ/см*², а на делювиальные 1,5—2,5 *кГ/см*². Если же рассматривать физико-механические характеристики в более широком плане с учетом данных и по другим площадкам области, то допускаемые нагрузки для элювиальных и делювиальных отложений могут приниматься с большими интервалами колебаний — от 1 до 3 *кГ/см*².

Грунтовые воды на территории области залегают обычно на больших глубинах, вне сферы воздействия их на основания сооружений благодаря сильно расчлененному рельефу и дренирующему действию рек, отличающихся глубоким эрозионным врезом. Как правило, они безнапорны. Локальные напоры не превышают 1—3 *м*. Наряду с этим

Таблица 52

Результаты компрессионных испытаний делювиального суглинка и пылевато-глинистого элювия с площадок Губахинского коксохимического комбината

№ проб	Наименование пород	Характеристика деформаций пород по стадиям, нагрузка в *кГ/см²*		
		уплотнения	сдвига	полного разрушения
1	Пылевато-глинистый элювий	0—1,0	1,0—2,0	Выше 2,0
2	Средний пылеватый суглинок делювиальный	0—2,5	2,5—3,0	„ 3,0

в делювиальных отложениях часто встречается верховодка, залегающая в виде линз на глубине 1,5—3,0 *м*, которая легко отводится за пределы фундаментов зданий неглубокими закрытыми дренажами. Минерализация верховодки невысокая (100—250 *мг/л*). Воды не агрессивны по отношению к бетону и металлу.

Коэффициент фильтрации водоносных пород колеблется в широких пределах. Так, например, для пород коренной основы (известняки и песчаники) в зависимости от степени трещиноватости и закарстованности он составляет от 0,007 до 39,48 *м/сутки*, а в отдельных определениях достигает 346 *м/сутки*. Суглинистый и глинистый элювий и делювий имеют коэффициент фильтрации от 0,00000881—0,0000371 до 0,079—0,18 *м/сутки*. Аллювиальные суглинки и супеси в пределах 0,14—0,80 *м/сутки*, а галечники, содержащие песок и более мелкий материал в качестве заполнителя крупных пустот,— от 1,05 до 34,7 *м/сутки*

В заключение необходимо отметить интенсивное развитие карста в ее пределах. Он развит в бассейне р. Средней Вишеры и еще более в Кизеловско-Язьвинском карстовом подрайоне, где только по Кизеловскому каменноугольному бассейну зарегистрировано около 1500 карстовых воронок, что составляет среднюю плотность 20—30 воронок на 1 *км²*. Размещены карстовые воронки чаще всего на склонах водоразделов, около линий тектонических разломов и контактов пород угленосной толщи с визейскими известняками (в последнем случае терригенные породы угленосной толщи играют роль водоупорного экрана, около которого происходит накопление подземных вод, циркулирующих по трещинно-карстовым коллекторам). Карстовые воронки различной величины. Максимальный размер до 50 *м* в поперечнике и до 18 *м* глубиной наблюдается в речных долинах. Встречаются также и карстовые котловины еще больших величин. Кроме того, довольно распространено явление поглощения рек и подземное их течение на протяжении до 7 *км* (речки Самовольная, Молмыс, Каменная Вогулка и др.). Подземный карст выражен крупными полостями, кавернами и понорами, которые вскрыты бурением на глубинах 150—970 *м* ниже современного ложа рек Косьвы, Усьвы, Кизела, т. е. карст здесь перемещенный за счет отрицательных тектонических движений.

Поверхностный карст области в сочетании с горным рельефом в значительной степени осложняет инженерное освоение территории. Большое значение имеет и подземный карст при производстве горных работ. В частности, сильная обводненность горных выработок Кизеловского каменноугольного бассейна обусловлена исключительно карстовыми водами. Вносят глубинные карстовые воды отрицательные

коррективы и в инженерно-геологическую обстановку, примером которых может служить случай, происшедший на вновь строящейся капитальной шахте. На ней было уже закончено сооружение шахтного ствола глубиной более 200 *м* и начаты работы по проходке горизонтальных выработок, когда произошел выброс воды, содержащей плывунный материал. Шахтный ствол был деформирован и его пришлось проходить на новой площадке. Причина прорыва — образование под влиянием карстовых вод плывунной пульпы продуктов выветривания глинистых сланцев и других терригенных пород.

$Б_{II}$ — область остаточных гор осевой зоны Урала по структурно-геологическому строению целиком размещается в пределах Центрально-Уральского поднятия. На Северном и в значительной части Среднего Урала наблюдается типичный среднегорный ландшафт со сглаженными вершинами и широкими межгорными долинами. Перепады высот в среднем составляют 500—600 *м*, а в пределах г. Первоуральска несколько меньше. На Южном Урале также развит среднегорный рельеф со средним перепадом высот 500 *м*, а местами до 1000 *м*. В отличие от Северного и Среднего Урала здесь часто наблюдаются каньонообразные долины. Породы коренной основы здесь всюду сложены нижнепалеозойской, верхне- и нижнепротерозойской метаморфической толщей. Поверхностные отложения генетически принадлежат делювию и аллювию. Инженерно-геологическая изученность области, особенно северных ее районов, очень слабая.

По формационному признаку здесь можно выделить четыре района.

Район $Б_{II_1}$ охватывает Северный и значительную часть Среднего Урала, где породы коренной основы сложены метаморфическими, терригенными, реже карбонатными толщами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Вершины и крутые склоны горных возвышенностей покрыты грубообломочными осыпями, среди которых выступают останцы скальных пород коренной основы. На пологих склонах развиты поверхностные песчано-глинистые элювиально-делювиальные отложения, к которым в межгорных долинах примешивается грубообломочный материал.

Район $Б_{II_2}$ охватывает межгорную депрессию, приуроченную к Улсовско-Койвинской синклинали, в которой породы коренной основы представлены карбонатными и терригенными разностями, перекрытыми с поверхности песчано-глинистыми элювиально-делювиальными, реже аллювиальными отложениями. Инженерно-геологические условия ее не изучены.

Район $Б_{II_3}$ охватывает сравнительно низкогорную территорию со сглаженными вершинами, находящуюся в пределах Билимбаевско-Шунутского седловинного синклинория. Породы коренной основы здесь сложены терригенными, реже карбонатными отложениями нижнего палеозоя, перекрытыми сравнительно мощными рыхлыми песчано-глинистыми элювиально-делювиальными образованиями. По инженерно-геологическим свойствам рыхлый покров аналогичен таким же грунтам, развитым в более восточных областях, где они наиболее полно изучены.

Район $Б_{II_4}$ охватывает территорию Южного Урала, сложенную сильно метаморфизованными терригенными, карбонатными и в подчиненных количествах вулканогенными породами верхнего и нижнего протерозоя. Вершины крупных горных возвышенностей покрыты грубообломочными осыпями, среди которых выступают останцы скальных пород коренной основы. На пологих склонах и межгорных долинах развиты песчано-глинистые элювиально-делювиальные отложения,

к которым примешивается грубообломочный материал. По механическому составу элювиально-делювиальные грунты имеют глинистый или суглинистый состав с коэффициентом фильтрации от 0,001 до 0,049 *м/сутки*. Допустимые нагрузки изменяются в зависимости от состава и влажности от 1,5 до 3—5 *кГ/см²*. Из пород коренной основы наиболее изучены известняки и доломиты, которые отличаются большой прочностью.

При испытании образцов доломитов из района г. Кусы сопротивление их на сжатие достигало 2000—3000 *кГ/см²*.

Из интрузивных пород, имеющих в этом районе подчиненное распространение, наиболее изучены гранитные массивы: Бердяушский, Тараташский и Рябининский. Для характеристики этих пород приведены результаты испытаний проб биотит-мусковитового гранито-гнейса из Мышляевского месторождения района г. Златоуста (табл. 53).

Таблица 53

Результаты испытаний гранито-гнейсов Мышляевского месторождения в районе г. Златоуста

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	*кг/см³*	2,57	2,66	2,61	13
Удельный вес	„	2,67	2,72	2,69	13
Пористость	%	1,20	4,10	2,78	13
Водопоглощение	„	0,22	0,84	0,49	13
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см²*	981	1529	1269	39
То же в водонасыщенном состоянии	„	876	1497	1148	39
То-же после 25-кратного замораживания	„	769	1218	1023	39
Морозостойкость	Количество циклов замораживания	Выдерживает более 25 циклов			
Коэффициент крепости				9—12	
Категория трудности разработки				VIII—IX	

Породы месторождения относятся к протерозойскому структурному этажу, подверглись сильному метаморфизму и по микроскопическим определениям относятся к гнейсам. Этим объясняется их пониженная механическая прочность по сравнению с нормальными магматическими породами. Породы коренной основы могут служить надежным основанием под сооружения любого типа так же, как и продукты их выветривания — гранитная дресва. Особенной прочностью и устойчивостью против выветривания отличается дресва гранитов типа рапакиви Бердяушского массива, которая является кондиционным сырьем для железнодорожного балласта. Граниты и сформировавшаяся на них дресва безводны, за исключением пониженных элементов рельефа, где сформировалась довольно мощная (10—15 *м*) кора выветривания. Здесь периодически образуется верховодка и происходит заболачивание.

Допускаемые напряжения на дресву в пределах 3—6 *кГ/см²*, а на каолинизированные продукты выветривания — средние и тяжелые суглинки — от 1 до 3 *кГ/см²*.

Из крупных массивов габбро на Южном Урале заслуживает внимание Кусинский, прочность пород которого вследствие крупности минеральных агрегатов и возрастающей роли плагиоклазов в составе несколько ниже и обычно укладывается в интервале 1000—2000 *кГ/см²*.

С позиций, предъявляемых строительством, инженерно-геологические условия области в целом благоприятны. Исключением являются участки развития делювиальных отложений, где гидрогеологическая обстановка более сложная из-за резкого изменения гранулометрического состава пород — среди глинистых водоупоров встречаются линзы и прослойки щебня, которые являются хорошими коллекторами для формирования верховодки. Массовое проявление верховодки было обнаружено при инженерно-геологических исследованиях территории соцгорода Бакал, где для осушения площади застройки применялись неглубокие закрытые дренажи. Грунтовые воды залегают здесь глубоко, 10—20 *м* и более. На Южном и особенно Северном Урале в условиях таежных межгорных впадин часто встречаются заболоченные территории.

Инженерное освоение территории этой области наиболее сложное по сравнению с другими районами и областями Урала, что объясняется двумя обстоятельствами: во-первых, горным рельефом, который большие перепады имеет на Северном и Южном Урале. Кроме того, для Южного Урала горный характер рельефа усугубляется каньонообразным строением долин рек. Во-вторых, относительно высоким процентом площадей, занятых скальными прочными породами, разработка которых сопряжена с трудоемкими взрывными работами.

Все породы коренной основы и поверхностные отложения района являются устойчивыми основаниями для наземных сооружений и коммуникаций. Некоторые ограничения возможны для продуктов выветривания метаморфических сланцев, склонных к пучению.

Область $Б_{III}$ — остаточные горы восточного склона Урала. Эта область протягивается узкой полосой вдоль восточного склона Урала и представляет собой почти меридионально вытянутые гряды с сильно сглаженными вершинами и сравнительно пологими выпуклыми склонами, покрытыми делювиально-элювиальными образованиями. Речные долины имеют вогнутые слабо террасированные склоны. Иногда долины имеют явно выраженный каньонообразный характер. Породы коренной основы области принадлежат к палеозойскому этажу, состоящему из осадочных, эффузивных, вулканогенно-осадочных формаций среднего палеозоя, прорванных кислыми, основными и ультраосновными интрузиями. В пределах области встречаются мезозойские депрессии (район г. Карпинска и др.), выполненные континентальными отложениями юры и триаса. К этим же депрессиям приурочены и олигоценовые (континентальные) осадки, состоящие из песчано-гравийных и глинистых отложений. Основная масса пород поверхностного покрова представлена тяжелосуглинистыми и глинистыми образованиями делювиального и элювиального генезиса.

По характеру и свойствам пород коренной основы и рыхлых отложений эту область можно разделить на три района.

Район $Б_{III_1}$ занимает преобладающую часть территории области. Породы коренной основы принадлежат разнообразным формациям. Среди магматической формации преобладают эффузивные образования, представленные разнообразными по составу и структуре порфиритами и их пирокластическими спутниками.

Породы осадочного комплекса относятся преимущественно к карбонатной формации, как правило, метаморфизованы и представлены мраморами.

Основные эффузивы: порфириты, их пирокластические разновидности (туфопорфириты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии) преимущественно нижнепалеозойского возраста. Они так же, как и большинство горных пород магматической формации Урала, отличаются высокой механической прочностью, как это видно из результатов испытаний порфиритов Петропавловского месторождения из района г. Краснотурьинска (табл. 54).

Таблица 54

Результаты испытаний порфиритов Петропавловского месторождения в районе г. Краснотурьинска

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	*г/см*³	2,70	3,09	2,85	901
Удельный вес	„	2,76	3,14	2,90	228
Пористость	%	0,34	5,80	1,56	901
Водопоглощение	„	0,04	0,96	0,15	901
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см*²	807	3012	1953	188
То же в водонасыщенном состоянии	„	790	2577	1753	188
То же после 35 циклов замораживания	„	748	2520	1574	189
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Более 35			
Коэффициент крепости				15—19	
Категория трудности разработки				IX—XI	

Породы осадочного комплекса представлены карбонатной формацией — известняками и доломитами нижнего и среднего палеозоя, которые по своим физико-механическим свойствам не уступают аналогичным породам из области остаточных гор западного склона Урала.

Из пород метаморфического комплекса наиболее распространенными являются сланцы: хлоритовые, хлорит-эпидотовые, хлорит-тальковые, серицитовые, амфиболитовые Они совершенно не изучены в инженерно-геологическом отношении главным образом потому, что почти полностью исключается возможность применения их в строительстве в связи неблагоприятной сланцевато-чешуйчатой текстурой и малой механической прочностью (100—200 *кГ/см*² и менее). В горнотехнической практике отмечается склонность этих пород к пучению за счет их пластических свойств, что приводит к деформации крепи при проходке подземных горных выработок. Среди этих пород редко встречаются разновидности с массивной текстурой, обладающие довольно высокой прочностью (до 1000—2000 *кГ/см*²), но одновременно легко подвергающиеся выветриванию и истиранию (как следствие преобладания в минеральном составе мягких минералов).

По трудности разработки метаморфические сланцы относятся к IV — V категориям. Поверхностные рыхлые отложения генетически чаще всего относятся к элювию, который на метаморфических сланцах и порфиритах достигает максимальной мощности 10—15 *м* и более. На горных склонах элювиальные образования перекрываются делювием. В долинах рек на породах коренной основы залегают аллювиальные отложения, которые на верхних террасах сменяются делювиаль-

ными. Мощность этих отложений от 0 до 15—20 *м*. Кроме того, в самой восточной части района встречаются покровные суглинки континентального и проблематичного происхождения.

Самыми распространенными и наиболее важными в инженерно-геологическом отношении среди поверхностных отложений являются элювиальные образования. Изучению этих пород посвящена обширная литература. Новейшими работами в этом направлении являются монографии Л. И. Корженко (1963) и В. Б. Швеца (1964), подводящими некоторый итог многолетним исследованиям. Этими работами установлено, что образование элювиальных пород сопровождается снижением или полной утратой унаследованной от материнской породы прочности и приобретением новой структурной прочности за счет образующихся при химическом выветривании вторичных минералов. Однако первый процесс в количественном отношении преобладает, вследствие чего физико-механические свойства пород изменяются в направлении резкого уменьшения прочности по сравнению с исходными материнскими породами. При этом характер и степень изменения физико-механических свойств элювия зависит главным образом от вещественного состава материнских пород и степени их выветривания. Из всех элювиальных пород самыми неблагоприятными в качестве оснований под сооружения являются продукты выветривания метаморфических сланцев, как это видно из данных лабораторных анализов одиннадцати образцов, приведенных в табл. 55.

Таблица 55

Результаты анализов элювия метаморфических сланцев, развитых в пределах области остаточных гор восточного склона Урала

Нанменование пород	Естественная влажность, %	Объемный вес при естественном строении	Коэффициент пористости	Пластичность			Полевой модуль деформации, *кГ/см²*	Компрессионный модуль деформации, *кГ/см²*
				Влажность предела текучести, %	Влажность предела раскатывания, %	Число пластичности		
Элювий серицит-хлоритовых сланцев	37	1,68	1,28	58	44	14	140	60
То же	33	1,85	1,00	62	39	23	100	30
Элювий тальк-хлоритовых сланцев	25	2,10	0,70	41	26	15	108	36
То же	28	1,81	0,94	50	47	3	187	62
Элювий амфиболитовых сланцев	26	1,94	0,88	44	31	13	200	57
То же	39	1,66	1,30	51	27	24	190	67
» »	23	1,98	0,64	35	27	8	192	47
» »	35	1,74	1,16	49	32	17	170	50
Элювий порфиритов	27	2,03	0,74	35	25	10	194	60
То же	26	1,96	0,84	45	31	14	220	75
» »	32	1,82	1,00	56	38	18	400	120

В таблице обращает внимание значительный разброс всех характеристик для элювиальных образований, сформировавшихся на одной и той же материнской породе, что объясняется главным образом различной степенью выветривания исходных пород. Наряду с этим из таблицы видно, что самыми низкими модулями деформации, а следовательно, и минимальной несущей способностью отличаются элювиальные образования, сформировавшиеся на серицит-хлоритовых и

тальк-хлоритовых сланцах. Эти же породы (элювий) отличаются склонностью к морозному пучению, что неоднократно подтверждалось деформацией зданий, фундаменты которых заложены в пределах зоны сезонного промерзания. Массовый характер процессов пучинообразования наблюдается на автомобильных дорогах и уличных проездах, особенно в Свердловске и Нижнем Тагиле, где элювий является продуктом выветривания хлоритовых, тальк-хлоритовых и тальковых сланцев. Склонность этих же пород к пучинообразованию объясняется следующими их особенностями:

а) преобладанием в их составе пылеватых фракций, содержание которых достигает 60—75%;

б) сильно развитыми капиллярными свойствами, при которых влага, замерзающая при температуре значительно ниже нуля, может мигрировать почти в течение всей зимы, что приводит к образованию ледяных линз на глубине 50—80 *см*, отражающихся на поверхности дорожных покрытий возникновением бугров пучения (первая фаза пучинообразования). Весной при оттаивании льда в линзах происходит переувлажнение окружающих пород, полная потеря ими несущей способности и образование за счет движения транспорта микровпадин (вторая фаза пучинообразования);

в) наличием тонкочешуйчатых минералов (талька, хлорита, серицита), обладающих жирной поверхностью, снижающей силы внутреннего трения пород, а также и несущую способность их. Немаловажное значение при инженерно-геологической оценке элювия имеет резкая изменчивость его физико-механических свойств как в плане, так и в разрезе, которая выражается в резких колебаниях гранулометрического состава, пористости, степени выветрелости обломков, а следовательно, и сжимаемости. Кроме того, мощность элювия может варьировать в широких пределах, от 1—2 до 10—20 *м*. Эта общая нестабильность свойств элювия в совокупности с изменчивой мощностью влечет неравномерную осадку зданий и их деформацию, как это имело место после сооружения пятиэтажного жилого дома в поселке Уралмашзавода (г. Свердловск), в панелях первых этажей которого после 6 месяцев эксплуатации появились трещины. Наблюдения показали, что трещины возникли в результате неравномерной осадки фундаментов (максимальная 40 *мм* в правой части зданий и минимальная — 12 *мм* в левой) вследствие различной мощности сжимаемого глинистого элювия.

Совершенно очевидно, что инженерно-геологические изыскания на площадках с элювиальными образованиями очень сложные, требующие не только знаний и опыта, но и постоянного творческого поиска и применения новых методов полевых исследований. В этом направлении много уже сделано сотрудником «УралНИИпромстройпроекта» В. Б. Швецом (1964), предложившим ряд новых конструкций и установок, дающих возможность полностью заменить субъективные лабораторные определения важных в строительном отношении констант полевыми испытаниями. В частности, только последние (опытные нагрузки) дают наиболее объективную характеристику сапролитов, являющихся широко распространяемой разновидностью элювия. Проведенная серия опытов в этом направлении показывает большую и одновременно неравномерную сжимаемость пород под нагрузкой (табл. 56).

Допускаемые нагрузки на элювий, сформировавшийся на метаморфических сланцах, необходимо принимать в пределах 1—2,5 *кГ/см*^{2}. Для элювия других пород, в частности габбро, он может быть повышен до 3—5 *кГ/см*^{2}, в зависимости от содержания грубых обломков и

Таблица 56

Результаты испытаний опытными нагрузками сапролитов в области остаточных гор восточного склона Урала

Показатели	Номера опытных установок						
	1	2	3	4	5	6	7
Глубина испытаний, *м*	2,5	2,5	2,5	2,5	3,7	3,7	3,5
Уровень грунтовых вод, *м*	6,0	Отсутствует					
Мощность обжимаемого слоя, *м*	5,3	4,3	3,15	3,15	6,2	4,3	5,2
Предел пропорциональности, *кГ/см²*	3,5	3,0	3,5	1,0	3,0	3,0	3,0
Осадки при пределе пропорциональности, *мм*	18,0	13,6	17,5	7,8	12,2	16,1	12,7
Полная нагрузка, *кГ/см²*	5,0	4,0	4,5	3,0	4,0	4,0	4,0
Осадка при полной нагрузке, *мм*	162	43	47	158	22,7	38,1	36,1
Продолжительность испытания до предела пропорциональности, *ч*	169	151	170	48	150	142	147

степени их выветривания. При правильной оценке спецификации элювия он может служить надежным основанием под различные здания и сооружения. Земляное полотно на автомобильных и железных дорогах из тонкообломочного элювия хлоритовых, серицитовых и тальковых сланцев необходимо проектировать, предусматривая противопучинные мероприятия независимо от глубины залегания грунтовых вод. Грунтовые воды в районе залегают на больших глубинах, что объясняется удовлетворительной фильтрующей способностью горных пород коренной основы. В отрицательных элементах микрорельефа, где к тому же наблюдается мощная толща глинистого и тяжелосуглинистого элювия, отмечается верховодка на глубинах 1—3 *м*. По трудности разработки элювиальные образования должны быть отнесены к III—IV категории строительных норм 1956 г.

Район $Б_{III_2}$ охватывает территории, сложенные интрузивными породами габбровой и перидотитовой формаций. В рельефе они занимают возвышенные горные гряды, отдельные вершины которых достигают высот 1400—1600 *м*. Высокие вершины и крутые склоны покрыты грубообломочными развалами, среди которых выступают останцы коренных пород. Нижняя часть склонов и межгорные понижения покрыты дресвяно-щебенистыми и элювиально-делювиальными глинистыми отложениями. Породы сравнительно хорошо изучены в связи с разработкой ряда рудных месторождений, генетически приуроченных к этим интрузиям. Для характеристики физико-механических свойств пироксенитов и габбро приводим данные испытаний проб, отобранных на горе Качканар (табл. 57).

Основные породы являются самыми прочными из всех пород Урала, в особенности оливиновое габбро, для которого прочность на сжатие достигает 4000—4500 *кГ/см²*. Такая прочность ограничивает применение оливинового габбро в строительстве, тем более что порода не поддается переработке в щебень в легких камнедробилках.

Поверхностные образования представлены преимущественно элювиальными отложениями. Характерной особенностью элювия пород габбро-перидотитовой формации в отличие от гранитоидной является их разнообразие по гранулометрическому составу, от дресвяно-щебенистого до суглинистого. Причем обломки коренных пород отличаются значительной прочностью, что служит основанием для повышения на эти элювиальные образования допускаемых нагрузок до 2—5 *кГ/см²*. Сами по себе габброидные и перидотитовые массивы безводны, но при

Таблица 57

Результаты испытаний пироксенитов и габбро горы Качканар

Показатели	Единица измерения	Пироксениты				Габбро			
		Значения			Число определений	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	*г/см*³	3,16	3,54	3,34	103	2,80	3,28	3,16	75
Удельный вес	»	3,30	3,55	3,42	9	2,90	3,44	3,26	7
Пористость	%	0,76	3,60	2,30	103	0,84	4,52	3,00	75
Водопоглощение	»	0,01	0,25	0,08	103	0,01	0,39	0,07	60
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см*²	1006	3299	2258	45	1455	4104	2825	30
То же, в водонасыщенном состоянии	»	1025	3057	1876	44	1076	3580	2606	32
То же, после 50-кратного замораживания и оттаивания	»	1032	2818	1924	41	1406	3162	2633	31
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Более 50							
Коэффициент крепости				19—20				19—20	
Категория трудности разработки				IX—X				IX—X	

мощной толще элювия, если он суглинистый по составу, возможно формирование верховодки и даже заболоченности. Мощность элювия колеблется от 0 до 4—5 *м* и как исключение до 9—10 *м*. Инженерное освоение территории района по трудовым и материальным затратам мало отличается от предыдущего.

Район $Б_{Ш_3}$ расположен в виде отдельных пятен, пространственно тяготеющих к габбровым и перидотитовым массивам, с которыми он связан генетически. Породы коренной основы района сложены сиенитами и гранитоидами среднего и верхнего палеозоя, часто являющимися дериватами габбро-перидотитовой магмы. По минеральному составу они дают все переходы от габбро-диоритов к сиенитам, гранодиоритам и гранитам. Нередко встречаются гранитоиды, генетически связанные с интрузиями позднепалеозойской гранитной формации, широко развитой в пределах пенеплена восточного склона Урала. Породы имеют массивную текстуру, устойчивы к процессам выветривания и обладают высокой прочностью.

Физико-механические свойства пород находятся в прямой зависимости от минерального состава, структуры, текстуры и степени выветривания. Для характеристики гранитоидов приводим данные испытаний (табл. 58) среднезернистых гранитов Шарташского месторождения (район г. Свердловска).

Ниже приводятся результаты испытаний (табл. 59) сиенитов месторождения в районе г. Нижнего Тагила.

В маломощной коре выветривания гранитоидов (обычно в пределах 1—3 *м* и как исключение до 10 *м*) сформировалась дресва и рыхлые образования. Дресва еще сохраняет первоначальные структурные связи, значительно ослабленные по сравнению с исходными горными породами, дает очень малую осадку — при нагрузке 4 *кГ/см*² осадка колеблется от 6,4 до 10,2 *мм*. Допускаемые нагрузки на гранитную

Таблица 58

Результаты испытаний гранитов Шарташского месторождения у г. Свердловска

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	2,52	2,71	2,62	154
Удельный вес	„	2,65	2,72	2,69	49
Пористость	%	0,76	5,20	3,00	49
Водопоглощение	„	0,17	0,88	0,38	278
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	814	2322	1660	301
То же в водонасыщенном состоянии	„	680	2122	1340	284
То же после 50 циклов замораживания	„	720	1778	1236	117
Морозостойкость	Колнчество циклов	Выдерживает более 50			
Коэффициент крепости				14—17	
Категория трудности разработки				IX—X	

Таблица 59

Результаты испытания сиенитов из окрестностей г. Нижнего Тагила

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	2,50	2,70	2,67	130
Удельный вес	„	2,66	2,89	2,74	131
Пористость	%	0,20	7,90	2,10	130
Водопоглощение	„	0,20	2,80	0,38	130
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	545	2129	1400	93
То же в водонасыщенном состоянии	„	505	1760	1330	60
То же после 50 циклов замораживания	„	503	1570	1164	45
Морозостойкость	Количество циклов замораживания	Выдерживает более 50			
Коэффициент крепости				12—14	
Категория трудности разработки				VIII—IX	

дресву принимаются до 4—5 $кГ/см^2$. На переотложенную дресву нагрузки снижаются до 2—3 $кГ/см^2$.

В качестве основания сооружений коренная дресва отличается практической несжимаемостью и устойчивостью. Поэтому на ней можно возводить любые сооружения, включая и монументальные, а также различные коммуникации. Причем за последние годы на основании экспериментальных исследований и опытной застройки у работников научных, проектных и строительных организаций Урала начинает складываться мнение о возможности мелкого заложения фундаментов зданий (на 0,5—0,8 *м*), поскольку грунтовые воды здесь, как правило, отсутствуют.

Инженерное освоение территории района довольно простое. Единственным фактором, осложняющим производство земляных работ, являются отдельные глыбы — отторженцы коренных пород, рассеянные по поверхности гранитных массивов. Что касается гранитных останцов, то они в большинстве случаев имеют настолько причудливую форму, что их скорее следует охранять как геологические памятники, а не разрушать при проведении планировочных работ.

Область $Б_{IV}$ — пенеплен восточного склона Урала по своей геологической структуре целиком принадлежит складчатому Уральскому горному сооружению, но черты первоначального горного рельефа настолько утрачены, что облик поверхности кажется независимым от геологических структур. Всю территорию области можно отнести к плоской, слегка всхолмленной равнине с очень пологими склонами. Речные долины хорошо разработаны, широкие, иногда узкие, каньонообразные (в прочных визейских известняках и девонских эффузивах).

Породы коренной основы области принадлежат различным формациям: осадочной, эффузивной и метаморфической, широкого возрастного диапазона (от нижнего силура до неогена), прорванных многочисленными интрузиями кислого, основного и ультраосновного состава. Широко представлены также отложения мезозоя и кайнозоя.

По характеру пород коренной основы и рыхлому поверхностному покрову территорию области целесообразно разделить на три района.

Район $Б_{IV_1}$ занимает преобладающую часть территории области. Породы коренной основы сложены разнообразными вулканогенно-осадочными образованиями широкого возрастного диапазона — от нижнего палеозоя до неогена включительно. Поверхностный комплекс представлен элювиально-делювиальными суглинисто-глинистыми образованиями, реже покровными суглинками проблематичного генезиса.

Породы осадочного комплекса обычно размещаются совместно с эффузивами в одних и тех же структурах. Одни подстилают эффузивы, другие для них служат кровлей. Осадочные породы представлены карбонатными формациями, известняками визейского яруса и среднего девона, а также терригенными: конгломератами, песчаниками (полимиктовыми и аркозовыми), глинистыми, углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами каменноугольного возраста (hC_1 и C_2) и реже девонского. Из этих пород наиболее изучены известняки в связи с тем, что они служат сырьем для цементной промышленности, в качестве флюсов черной металлургии, а также как строительный камень в гражданском и промышленном строительстве и для приготовления железнодорожного балласта. Известняки района в отношении механической прочности мало уступают магматическим горным породам, как это видно из результатов испытаний визейских известняков Синарского месторождения (г. Каменск-Уральский), сведенных в табл. 60.

Карстовые явления в известняках описываемого района развиты слабо, одиночные мелкие по размерам карстовые воронки встречаются в Сухоложском, Каменск-Уральском и Алапаевском районах.

Из пород терригенной формации разовым испытаниям подвергались только полимиктовые песчаники, которые показали широкие пределы колебаний механической прочности (от 600 до 2600 *кГ/см*^{2}) в зависимости от вещественного состава обломочного материала, размера обломков, степени их окатанности и отполированности поверхности, качества и количества цемента. Остальные породы терригенной формации лабораторным испытаниям не подвергались.

Не изученными в инженерно-геологическом отношении остаются также и метаморфические горные породы района: гнейсы, метаморфи-

Таблица 60

Результаты испытаний известняков Синарского месторождения в окрестностях г. Каменска-Уральского

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	2,64	2,70	2,67	80
Удельный вес	„	2,69	2,71	2,70	80
Пористость	%	0,37	2,95	1,07	80
Водопоглощение	„	0,01	2,50	0,59	209
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	345	2152	1262	162
То же в водонасыщенном состоянии	„	404	2024	1193	162
То же после 25-кратного замораживания	„	648	1040	900	20
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Выдерживают более 25			
Коэффициент крепости				8—10	
Категория трудности разработки				VII—VIII	

ческие сланцы, зеленокаменные породы и т. д. Поверхностные образования рыхлого покрова, как правило, связные, пластичные, суглинистые и глинистые, элювиального и делювиального происхождения, содержащие некоторое количество грубоскелетного материала, обычно непрочного. Примечательно, что максимальная мощность элювия, так же как в аналогичных районах предыдущих областей, наблюдается на метаморфических сланцах. Широким распространением в районе пользуются и покровные лёссовидные суглинки проблематичного происхождения. В речных долинах наряду с суглинисто-иловатыми осадками встречаются песчаные и гравийно-галечниковые отложения. Допускаемые нагрузки под сооружения здесь могут задаваться по сопоставлению с соответствующими районами предыдущих областей, где имеются аналогичные по гранулометрическому составу и генезису покровные и коренные породы. Трудность разработки поверхностных отложений и пород коренной основы оценивается следующими категориями:

суглинистые и глинистые породы — II—III;
зеленокаменные породы — VIII—X;
метаморфические сланцы и гнейсы — IV—VII;
песчаники — VI—VIII.

Грунтовые воды, за редким исключением, залегают на глубинах 8—10 *м* и более. По долинам рек выходят источники различного дебита: в карбонатных породах — от 0,5 до 3—5 *л/сек*, а в зонах тектонического разлома до 25 *л/сек*; в терригенных и эффузивных — от 0,1 до 1,0 *л/сек*. В бессточных депрессиях развиты неглубокие болота с мощностью торфяного слоя, не превышающей 2—3 *м*.

Инженерное освоение территории района простое благодаря выровненному рельефу и отсутствию на поверхности скальных пород. Коренные породы здесь обнажаются только по долинам рек и оврагов. Там же встречаются и одиночные останцы скальных горных пород.

Район $Б_{IV_2}$ сложен интрузивными породами основного и ультраосновного состава, слагающими крупные массивы габбро, диоритов, перидотитов. Представители габбро были уже достаточно охарактеризованы при описании одного из предыдущих районов. Что касается дио-

ритов и перидотитов, то их физико-механические и горнотехнические свойства детально изучены для района г. Асбеста, где они служат вмещающими породами Баженовского месторождения хризотил-асбеста (табл. 61).

Таблица 61

Результаты испытаний диоритов и перидотитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста в районе г. Асбеста

Показатели	Единица измерения	Перидотиты				Диориты			
		Значения			Число определений	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	$г/см^3$	2,62	3,00	2,79	941	2,63	2,89	2,79	379
Удельный вес	„	2,75	3,12	2,85	38	2,69	2,96	2,68	18
Пористость	%	1,00	4,70	2,23	38	0,40	4,80	3,00	18
Водопоглощение	„	0,02	0,77	0,22	559	0,05	0,35	0,18	211
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	$кГ/см^2$	1431	3687	2431	306	1648	4000	3060	90
То же в водонасыщенном состоянии	„	1077	3547	2120	306	1364	4277	2830	76
То же после 100—150-кратного замораживания	„	1650	2883	2087	35	1827	3357	2790	34
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Выдерживают более 150				Выдерживают более 100			
Сопротивление срезу	$кГ/см^2$					219	243	230	6
Сопротивление растяжению	„	—	—	—	—	126	138	131	6
Коэффициент крепости	—	—	—	20	—	—	—	20	—
Категория трудности разработки	—	—	—	IX—X	—	—	—	IX—XI	

Как видно из таблицы, перидотиты и диориты обладают высокой механической прочностью и устойчивостью против процессов выветривания, о чем свидетельствует степень морозостойкости. В одних массивах с перидотитами, габбро и диоритами иногда размещаются породы метаморфической формации — серпентиниты, являющиеся продуктами метаморфизма ультраосновных и основных пород. Наряду с этим в пределах Урала размещены десятки крупных массивов, полностью сложенных серпентинитами. Наиболее изучены серпентиниты Баженовского месторождения в связи с их асбестоносностью. Достаточно подробно исследованы для этого месторождения также карбонатно-тальковые породы, представляющие собой продукты дальнейшего метаморфизма серпентинитов. Физико-механические свойства метаморфических пород месторождения приведены в табл. 62.

Как видно из таблицы, физико-механические свойства продуктов метаморфизации перидотитов колеблются в широких интервалах в зависимости от степени метаморфизма, характера сланцеватости, наличия реликтовых минералов (оливина), прожилков коротковолокнистого асбеста, глубины процессов выветривания и т. д. Опыт отработки глубоких горизонтов (до 100—200 *м*) Баженовского месторождения показывает, что массивные и слабо рассланцованные серпентиниты, а также перидотиты, диориты и габбро отличаются исключи-

Таблица 62

Результаты испытаний серпентинитов и карбонатно-тальковых пород Баженовского месторождения хризотил-асбеста в районе г. Асбеста

Показатели	Единица измерения	Массивный серпентинит				Слаборассланцованный серпентинит		Карбонатно-тальковые породы	
		Значения			Число определений	Средние значения	Число определений	Средние значения	Число определений
		минимальные	максимальные	средние					
Объемный вес	*г см³*	2,42	2,76	2,54	874	2,57	123	2,84	108
Удельный вес	»	2,59	2,76	2,64	28	2,67	6	2,88	4
Пористость	%	1,20	5,20	3,80	28	4,00	6	2,00	4
Водопоглощение	»	0,06	2,98	0,98	522	0,97	74	0,42	70
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см²*	967	2812	1584	191	1300	20	580	80
То же в водонасыщенном состоянии	»	793	2373	1280	158	1000	20	380	40
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	50	150	100	52	50	4	50	8
Сопротивление растяжению	*кГ/см²*	109	122	115	6	68	6	51	3
Сопротивление срезу	»	172	194	180	5	92	6	—	—
Коэффициент крепости	—	—	—	12—15	—	10—13	—	3—5	—
Категория трудности разработки	—	—	—	VII—VIII	—	—	—	IV—V	—

тельной устойчивостью в бортах выработок — они выдерживают откосы с прямыми углами и даже с обратными. И, наоборот, сильно трещиноватые серпентиниты, встречающиеся в других месторождениях Урала, выдерживают откосы с максимальными углами 50—60°, образуя при больших углах щебенистые осыпи.

Карбонатно-тальковые породы сами по себе также устойчивы в откосах, но рыхлые продукты их выветривания склонны к процессам оползнеобразования при величинах углов откоса, превышающих 45—50°.

Поверхностные рыхлые образования преимущественно связные — суглинистые и глинистые с большим или меньшим содержанием грубоскелетного материала. Иногда породы переходят в щебенистые суглинки. По происхождению породы элювиальные, делювиальные и смешанные делювиально-элювиальные.

Как породы коренной основы, так и поверхностные образования обычно безводные, за исключением отрицательных форм рельефа, где формируется верховодка и местами происходит заболачивание.

Район $Б_{IV_3}$ приурочен к выходам кислых интрузий преимущественно позднепалеозойской гранитной формации. Вещественный состав пород разнообразен. Наряду с нормальными гранитами встречаются плагиограниты и гранодиориты. Характеристика гранодиоритов дана на основании испытаний этих пород (табл. 63) из Смолинского месторождения (район г. Челябинска).

Как сами гранитоиды, так и продукты их выветривания — дресва, обеспечивают устойчивость и долговечность возведенных на них сооружений, в том числе, как уже отмечалось, и при неглубоком заложении фундаментов. Грунтовые воды в породах района залегают глубоко, за

Таблица 63

Результаты испытаний гранодиоритов Смолинского месторождения в окрестностях г. Челябинска

Показатели	Единица измерения	Значения			Число определений
		минимальные	максимальные	средние	
Объемный вес	*г/см*³	2,57	2,79	2,68	300
Удельный вес	»	2,62	2,80	2,70	93
Пористость	%	0,10	5,50	1,72	93
Водопоглощение	»	0,11	1,24	0,30	284
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	*кГ/см*²	646	2345	1808	302
То же в водонасыщенном состоянии	»	953	2392	1487	293
То же после 50-кратного замораживания	»	1169	1835	1350	42
Степень морозостойкости	Количество циклов замораживания	Выдерживают более 50			
Коэффициент крепости				14—18	
Категория трудности разработки				VIII—X	

исключением случаев, когда они питаются за счет озер и рек. Такое явление наблюдалось на промышленных площадках г. Кыштыма, где грунтовые воды залегают на глубинах 1—3 *м* от поверхности земли. По степени минерализации грунтовые воды пресные, не агрессивные по отношению к бетонным и металлическим конструкциям.

Инженерное освоение территории района еще более простое, чем в уже рассмотренных ранее районах, что обусловлено равнинностью рельефа.

В — западная окраина Западно-Сибирской платформы

Регион сложен континентальными и морскими осадками мезозоя, палеогена, неогена и антропогена, залегающими почти горизонтально на палеозойском складчатом фундаменте. Вследствие однотипного строения региона в пределах рассматриваемой территории в нем выделяется одна область континентально-морской равнины западной окраины Западно-Сибирской низменности. Геоморфологически она является типичной равниной с плоскими широкими междуречьями, усеянными множеством степных озер и заболоченностей различных размеров. Многие из них наполняются водой только после весеннего снеготаяния и во второй половине лета пересыхают. Речные долины хорошо разработаны, широкие с пологими склонами, местами с ясно выраженными террасами, нередко заболоченными. В отдельных районах на склонах речных долин и на примыкающих к ним участках наблюдается развитие оврагов с характерными для них крутыми склонами.

Грунтовые воды залегают на различных глубинах, чаще всего от 2 до 10 *м*. Минерализация и химический состав их изменяется в широких пределах, от пресных гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых, с минерализацией в пределах влияния на фундаменты до 5 *г/л*. Породы коренной основы сложены горизонтально лежащими осадками неогена, палеогена и мела. В крайних западных районах под маломощным чехлом морских осадков палеогена и мела залегают континентальные угленосные отложения триаса и юры.

По литологическому составу пород коренной основы, ее физико-механическим и строительным свойствам территорию региона можно подразделить на четыре района.

Район B_{I_1} располагается в юго-западной части Зауралья. Он приурочен к тектонической депрессии типа грабен-впадины, выполненной континентальными триас-юрскими угленосными отложениями, прикрытыми с поверхности меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Гидрогеологические, а местами и инженерно-геологические условия района нарушены подземными горными работами на угольных месторождениях. В местах, где эти отложения выходят на поверхность, они образуют весьма неоднородное основание под сооружения, от пластичных глин до крепких скальных пород, сложенных известковистыми песчаниками. На большинстве же участков триас-юрские отложения перекрываются достаточно мощным слоем морских мезо-кайнозойских отложений, физические свойства которых ничем существенным не отличаются от остальных районов. При освоении этого района и возведении сооружений здесь необходимо согласование с существующей системой разработок и перспективными планами отработки угольных месторождений.

Район B_{I_2} приурочен к западной окраине Зауралья, к территориям, где под маломощным покровом четвертичных суглинков и глин распространены кремнистые отложения эоцена: диатомиты, трепела, опоковидные глины и опоки. В более восточных районах эти породы перекрыты мощной толщей глинисто-песчаных осадков олигоцена и неогена. Кремнистые породы обладают рядом специфических черт и недостаточно устойчивы. Для суждения о физико-механических свойствах этих пород приводятся данные испытаний более 40 проб — монолитов (табл. 64).

Таблица 64

Результаты анализов диатомитов, трепелов и опоковидных глин западной окраины Западно-Сибирской платформы

Показатели	Результаты определений		Показатели	Результаты определений	
	от	до		от	до
Гранулометрический состав, %			Пластичность при влажности, %		
Диаметр фракций, *мм*:			а) предел текучести	53,0	110,0
1,0—0,5	0,00	5,19	б) предел раскатывания	28,0	66,0
0,5—0,25	0,10	2,19	в) число пластичности	21,0	60,0
0,25—0,05	14,20	38,5	Критическая нагрузка, *кГ/см²*	3,5	4,5
0,05—0,01	7,30	38,5	Коэффициент сжатия *a*, *см²/кГ* (при нагрузке 2—3 *кГ/см²*)	0,001	0,034
0,01—0,005	6,70	41,10	Коэффициент внутреннего трения	0,295	0,420
<0,005	20,0	43,10	Угол внутреннего трения	16°30′	24°30′
Объемный вес, *г/см³*			Сцепление, *кГ/см²*	0,42	0,62
а) при естественной влажности	1,31	1,69	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	$2{,}15\times10^{-6}$	$5{,}8\times10^{-5}$
б) в сухом состоянии	0,79	1,19			
Коэффициент пористости	1,10	2,23			
Природная влажность, %	37,4	80,6			

По гранулометрическому составу так называемые «глины» укладываются в интервале от тяжелого пылеватого суглинка до пылеватоглинистой породы. Широкие диапазоны колебаний физико-механических свойств опоковидных глин находятся в зависимости от их гранулометрического состава, влажности и степени уплотнения. Немаловажное значение в формировании свойств этих пород принадлежит минеральному составу обломков и в первую очередь количеству и качеству дисперсно-коллоидных минералов. Обращает на себя внимание высокая пористость опоковидных глин. Несмотря на эту особенность, при компрессионных испытаниях сжатие и деформация пород начинается только при нагрузках 1—2 *кГ/см*^{2} и выше как результат проявления отрицательного капиллярного давления в порах, компенсирующего (уравновешивающего) до определенного значения прилагаемые внешние нагрузки. Эти особенности опоковидных глин подтверждаются высокими значениями критических нагрузок (3,5—4,5 *кГ/см*^{2}), полученных на опытных установках при полевых испытаниях.

Своеобразием этих пород является также их склонность к упругим деформациям, о чем свидетельствуют опыты по разгрузке после испытания на компрессию, при которой коэффициенты пористости не только восстанавливаются, но и значительно превышают исходные значения. Эту особенность опоковидных глин, обусловленную склонностью их к набуханию, необходимо учитывать при строительстве. В случае неравномерного смачивания (например, при прорывах воды из водопровода, канализации и др.) возможна деформация зданий, возведенных на этих породах. Допускаемые нагрузки на опоковидные глины принимаются в пределах 1,0—2,5 *кГ/см*^{2}.

Район B_{I_3} располагается также преимущественно в западных районах Зауралья и по глубоким речным долинам восточных районов. Он объединяет в своем составе площади развития глинистых и глинисто-песчаных пород, сходных между собой по инженерно-геологическим свойствам, но принадлежащих различным возрастным группам. К наиболее древним породам относятся глинисто-песчаные породы мезозойской коры выветривания, в том числе беликовая толща. Они представляют собой продукты глубокого физико-химического выветривания палеозойских пород фундамента, а в пределах тектонических депрессий с триас-юрскими породами — и элювий последних. Эти грунты часто содержат примесь щебенистого и более грубообломочного материала. Их инженерно-геологические свойства можно охарактеризовать результатами анализов проб, взятых в различных местах, приведенными в табл. 65. По гранулометрическому составу породы мезозойской коры выветривания относятся, как видно из таблицы, к средним и тяжелым суглинкам с допускаемыми нагрузками 1,5—3,0 *кГ/см*^{2}.

Второй разновидностью грунтов этой группы являются глины талицкой и чеганской свит палеогена. Характеристика этих пород дана на основе испытаний проб с промплощадки Челябинской ТЭЦ-2 (табл. 65). Как видно из таблицы, глины талицкой свиты по гранулометрическому составу относятся к глинистым породам и жирным глинам плотного сложения, чем и объясняется значительная стабильность важнейших инженерно-геологических характеристик. Допускаемые нагрузки на них варьируют от 1,5 до 2,5 *кГ/см*^{2}. Мощность этих глин от 2 до 7,8 *м*.

Глины чеганской свиты по гранулометрическому составу отличаются от глин талицкой свиты меньшим содержанием глинистых фракций за счет увеличения песчаных и относятся к глинистым породам. Они более плотные, чем талицкие, и допускаемые нагрузки на них могут быть доведены до 2—3 *кГ/см*^{2}. Мощность олигоценовых глин

Таблица 65

Результаты анализов песчано-глинистых и глинистых грунтов из района западной окраины Западно-Сибирской платформы

Показатели	Результаты определений					
	Песчано-глинистые породы коры выветривания		Глины талицкой свиты		Глины чеганской свиты	
	от	до	от	до	от	до
Гранулометрический состав, в %, диаметр фракций, *мм*						
2,00	0,00	5,90	—	—	—	—
2,0—1,0	1,90	15,90	—	—	—	—
1,0—0,5	1,20	5,00	—	—	—	—
0,5—0,25	3,70	12,10	—	—	—	—
0,25—0,05	12,30	23,10	6,10	10,00	13,90	38,30
0,05—0,01	13,70	37,00	15,90	22,90	17,40	32,70
0,01—0,005	5,30	21,20	8,70	16,40	11,80	21,10
0,005	16,30	29,50	50,70	69,30	30,90	44,00
Объемный вес, *г/см*^{3}						
а) при естественной структуре и влажности	1,76	1,89	1,75	1,85	1,69	1,94
б) в сухом состоянии	1,31	1,61	1,28	1,55	1,39	1,71
Коэффициент пористости	0,65	0,01	0,71	1,18	0,53	0,91
Пластичность при влажности, в %						
а) предел текучести	36,0	43,0	65,0	66,0	27,0	44,0
б) предел раскатывания	21,0	29,0	29,0	31,0	14,0	24,0
в) число пластичности	12,0	21,0	35,0	36,0	11,0	20,0
Коэффициент уплотнения *a*, *см*^{2}/*кГ* (при 1—2 *кГ*/*см*^{2})	0,02	0,035	0,051	0,054	0,009	0,0422
Модуль деформации (при нагрузке 2 *кГ*/*см*^{2})	14,2	39,5	34,9	36,2	11,1	43,3
Коэффициент внутреннего трения	0,286	0,394	0,188	0,281	0,469	
Угол внутреннего трения	14°25′	21°25′	10°40′	15°45′	28°10′	
Сцепление, *кГ*/*см*^{2}	0,28	0,54	0,31	0,34	0,21	

в районе их выхода на поверхность от 1,3 до 20 *м*, в восточных районах до 50 *м* и более.

Район B_{I_4} занимает обширные плоские междуречные пространства, сложенные преимущественно тонкозернистыми кварцевыми песками олигоцена и неогена, среди которых встречаются глинистые прослойки с различной примесью песчаного материала. В этот же район включены четвертичные аллювиально-речные и аллювиально-озерные песчаные осадки, выполняющие речные долины и широким чехлом покрывающие северо-восточные территории Зауралья. О составе и свойствах олигоцен-миоценовых песков можно судить из данных табл. 66. С целью выяснения их несущей способности на различных площадках г. Челябинска были проведены испытания опытными нагрузками при различных глубинах залегания грунтовых вод. Данные испытаний сведены в табл. 67.

Из этих данных видно, что олигоценовые пески отличаются малой сжимаемостью и даже близость грунтовых вод не изменяет их несущей способности. Допускаемые нагрузки на сухие олигоценовые пески с большим запасом прочности могут быть приняты в 2—3,5 *кГ*/*см*^{2}. Коэффициент фильтрации олигоценовых песков изменяется в пределах 1,7—7,2 *м*/*сутки*.

Таблица 66

Результаты анализов песчаных осадков олигоцен-миоцена западной окраины Западно-Сибирской платформы

Показатели	Результаты определений		Показатели	Результаты определений	
	от	до		от	до
Гранулометрический состав, %, диаметр фракций, *мм*			Объемный вес в сухом состоянии, *г/см³*		
10,0—5,0	0,00	1,90	а) рыхлый	1,20	1,36
5,0—2,0	0,02	18,20	б) уплотненный	1,55	1,90
2,0—1,0	0,10	11,30	Пористость, %	28,84	54,72
1,0—0,5	19,60	42,80	Коэффициент пористости	0,405	1,208
0,5—0,25	9,20	33,50	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	1,23	12,40
0,25—0,05	7,40	36,80	Угол внутреннего трения		
0,05—0,01	0,30	11,70	а) сухой	33°	38°
0,01—0,005	0,90	4,40	б) под водой	27°	34°
<0,005	2,60	8,60			

Таблица 67

Результаты испытаний опытными нагрузками олигоцен-миоценовых песчаных отложений, проведенных в районе г. Челябинска

Показатели	Номера опытных установок								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Глубина испытания, *м*	2,5	2,5	6,3	3,0	3,0	2,5	2,5	2,5	3,0
Уровень грунтовых вод, *м*	9,7	9,7	9,7	9,7	9,7	5,5	3,0	3,0	3,4
Мощность обжимаемого слоя, *м*	7,5	7,5	4,2	7,0	7,0	7,5	6,0	6,0	6,0
Нагрузка предела пропорциональности, *кГ/см²*	5,0	5,0	6,0	6,5	6,0	5,0	5,0	5,5	5,0
Осадка при пределе пропорциональности, *мм*	9,0	5,4	7,9	12,4	11,8	6,4	5,1	4,9	6,2
Полная нагрузка при испытаниях, *кГ/см²*	5,0	5,0	6,0	8,0	6,0	5,0	5,0	6,0	5,5
Осадка при полной нагрузке, *мм*	9,0	5,4	7,9	23,7	11,9	6,4	5,1	11,7	13,7
Продолжительность испытаний до предела пропорциональности, *ч*	160	154	172	175	201	241	248	258	248

Неогеновые отложения аральской, павлодарской и кустанайской свит фациально неустойчивы. Местами песчаные осадки замещаются глинистыми и супесчаными. О составе и свойствах неогеновых глин можно составить представление по данным, приведенным в табл. 68.

Допустимые нагрузки на неогеновые глины в зависимости от их влажности могут назначаться в пределах 1,0—2,5 *кГ/см²*.

Заложение современной речной сети Зауралья происходило в сильно выровненной аккумулятивной равнине, где создавались малые уклоны рек. Они имели спокойное течение и откладывали мелкозернистый аллювиальный материал. Среди аллювиальных речных осадков так же, как и в неогене, преобладают мелко-и тонкозернистые

пески. О их составе и инженерно-геологических свойствах дают представление результаты анализов песчаных и супесчаных аллювиальных грунтов с территории городов Кургана и Шадринска, приведенные в табл. 68.

Таблица 68

Результаты анализов неогеновых и четвертичных пород западной окраины Западно-Сибирской платформы

Показатели	Результаты определений					
	Глины аральской, павлодарской и кустанайской свит		Аллювий из районов Кургана и Шадринска		Покровные четвертичные суглинки г. Кургана	
	от	до	от	до	от	до
Гранулометрический состав, %, фракций, *мм*						
1,0—0,5	0,00	8,00				
0,5—0,25	0,28	2,95	75,0	78,4		
0,25—0,05	11,09	16,25			17,86	58,50
0,05—0,005	24,88	29,23	11,30	21,10	15,60	33,0
<0,005	57,92	59,37	4,50	9,20	19,00	57,50
Природная влажность, %	27,16	31,05	5,60	18,74	9,60	36,37
Объемный вес при естественной структуре, *г/см*³	1,88	1,91	1,71	2,08	1,68	1,84
Коэффициент пористости	0,773	0,853	0,542	0,623	0,656	1,042
Пластичность, %						
а) предел текучести	52	64	20	26	22	49
б) предел раскатывания	26	28	15	17	15	29
в) число пластичности	26	36	5	9	7	32
Коэффициент внутреннего трения	0,310	0,345	0,466	0,555	0,30	0,50
Сцепление, *кГ/см*²	0,44	0,66	0,045	0,225	0,10	0,36
Коэффициент уплотнения *a*, *см*²/*кг* (при нагрузке 1—4 *кГ/см*²)	0,011	0,040	0,005	0,020	0,020	0,076
Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	0,00029	0,00004	0,20	1,65	0,0284	0,00003
Угол внутреннего трения	17°10′	19°03′	25°	29°	16°40′	26°30′
Угол естественного откоса						
а) в сухом состоянии	—	—	32°50′	35°47′	—	—
б) под водой	—	—	30°23′	33°20′	—	—
Категории по трудности разработки	II—III		I		II III	

Испытания супесчаных пород на компрессию показали меньшую величину сжатия, чем у глин, а кривые имеют вид параболы с очень слабым падением. Иногда в них тоже намечается тенденция перехода кривой в прямую при нагрузке 3 *кГ/см*². Допускаемые нагрузки на супесчаные породы принимаются в пределах 2—2,5 *кГ/см*².

Супесчаные и легкосуглинистые породы в пределах Западно-Сибирской низменности являются относительно хорошими основаниями для железных и автомобильных дорог. Больше того, они обеспечивают нормальный проезд автотранспорта в течение всего года на профилированных дорогах, так как по гранулометрическому составу являются оптимальными грунтовыми дорожными смесями. Наоборот, чистые так называемые «боровые» пески являются подвижными (типа барханных), и при сооружении на них транспортных наземных коммуникаций требуют проведения мероприятий по закреплению. Мощность песчаных и

супесчаных отложений колеблется от 2 до 10 *м*. Они сухие, а в пойме рек обводнены.

В заключение краткого обзора Зауралья остановимся на характеристике покровных суглинков, слагающих поверхностные отложения. Их генезис недостаточно ясен. Они сплошным чехлом мощностью 2,5—10 *м*, реже до 15 *м*, покрывают все разновидности грунтов во всех выделенных районах, нередко имеют лёссовидный облик и в сухом состоянии способны выдерживать вертикальные откосы. Характеристика их инженерно-геологических свойств приводится в табл. 68 по результатам испытаний проб с площадок Курганского района.

Анализ компрессионных кривых для данного типа пород показывает, что при нагрузке 3 *кГ/см*^{2} (а иногда и 2 *кГ/см*^{2}) кривая опускается вниз по вертикали, а затем снова принимает форму параболы, но с более крутым падением. На основании этого допускаемые нагрузки для них назначаются в пределах 1,5—2,5 *кГ/см*^{2}. Несмотря на значительную микропористость и наличие тонкораспыленных карбонатов кальция и магния, склонных к выщелачиванию, эти породы проявляют незначительную просадочность, что, по-видимому, объясняется малой фильтрационной способностью пород.

Неогеновые отложения так же, как и осадки тургайской и чеганской свит, выходят на поверхность спорадически — обычно там, где четвертичные образования уничтожены водной эрозией. Этим объясняется их приуроченность к придолинным полосам рек и коренным террасам долин. О свойствах неогеновых глин можно составить представление по данным, приведенным в табл. 68.

В южных степных районах на участках, где грунтовые воды залегают на глубинах не более 3—3,5 *м*, в поверхностном слое грунтов развиваются процессы континентального засолонения с заменой в поглощающем комплексе высокодисперсных коллоидных частиц ионом натрия и образованием солонцов и солончаков. Специфической особенностью этих грунтов является их необычайная липкость и потеря несущей способности в увлажненном состоянии. Они не пригодны ни в качестве строительного материала, ни для основания фундаментов сооружений. Районы их распространения показаны на прилагаемой карте.

В заключение обзора области необходимо отметить, что инженерное освоение территории самое простое вследствие равнинного рельефа и полного отсутствия скальных пород. Но эти же факторы являются при строительстве и отрицательными, во-первых, вследствие того, что обеспечение потребности в каменном материале возможно только за счет горного Урала. Кроме того, в пределах области, за исключением самых западных районов, нет гравия и крупнозернистых песков. Даже среднезернистый песок является исключением. Во-вторых, при равнинном рельефе поверхностный сток воды незначительный, что осложняет водоотвод с территорий строительных площадок и от транспортных коммуникаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монографическое описание подземных вод Урала и его инженерно-геологических условий выполнено по территории, охватывающей Пермскую, Свердловскую, Челябинскую и Курганскую области РСФСР. При описании использован большой фактический материал, накопленный за последние десятилетия. Этот фактический материал получен при гидрогеологических исследованиях, выполненных для решения вопросов централизованного водоснабжения городов, рабочих поселков и промышленных предприятий; при изучении гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых; в результате бурения большого количества одиночных гидрогеологических скважин для водоснабжения сельского хозяйства и по другим работам. При бурении скважин на нефть и газ в этот период впервые были получены материалы по глубокозалегающим водоносным горизонтам, по которым сведения практически отсутствовали. За истекший период выполнено гидрогеологическое картирование Урала в мелких масштабах и в значительной части в средних масштабах, в результате которого получены новые данные регионального характера.

Указанные материалы позволили по-новому представить ряд закономерностей формирования, распространения и распределения подземных вод, их динамику и впервые показать гидрохимическую зональность. Это относится прежде всего к гидрогеологическому районированию, которое в отличие от прошлых лет проведено в тесной увязке со структурно-геологическим строением Урала и более оптимально отражает условия формирования подземных вод. Западная часть описанной территории отнесена к восточной окраине Восточно-Русского артезианского бассейна, где на поверхность последовательно выходят водоносные горизонты и комплексы пермских отложений, тогда как во внутренних частях бассейна они располагаются этажно друг над другом. Гидрогеологическая система этого бассейна сформировалась в платформенных условиях и ранее считалась единой. Новые материалы структурно-фациального и гидрогеологического порядка позволили выделить здесь бассейны второго порядка; восточную окраину Волго-Камского артезианского бассейна, Предуральский артезианский бассейн и раскрытый бассейн трещинно-карстовых вод пермско-башкирского свода, отличающиеся по условиям формирования подземных вод.

В границах Уральской геосинклинали, представляющей в целом единую систему бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости, также впервые обосновано выделение бассейнов второго порядка: Западно-Уральской зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и восточного склона Урала, резко отличающихся по условиям распространения и накопления подземных вод. В отличие от платформенных

бассейнов подземные воды здесь связаны исключительно с комплексом зон трещиноватости, возникших в верхней части земной коры под влиянием процессов выветривания и тектонических движений, происходивших после герцинской фазы уральского орогенеза.

Среди этих зон отмечается повышенная водообильность локальных линейных зон, связанных с крупными тектоническими нарушениями, стратиграфически несогласными контактами и участками жильных внедрений. Однако эти локальные зоны рассматриваются не как обособленные гидрогеологические структуры, а в общей увязке с водами региональной трещинной зоны выветривания. В описании показано, что линейные зоны, имеющие повышенную степень трещиноватости, дренируют воды региональной трещинной зоны, в силу чего и обладают повышенной водообильностью.

На основании фактического материала характеризуются условия, в которых линейные зоны не дают накопления подземных вод, а нередко являются и водоупорами. Таким образом, гидрогеологическое значение линейных трещинных зон показывается в более широком аспекте, как части общих бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости.

Зауральская часть описанной территории относится к западной окраине Западно-Сибирского артезианского бассейна, гидрогеологическая система которого сформировалась в платформенных условиях верхнего мезозоя и палеогена. Однако и здесь фациальные отличия отдельных стратиграфических единиц позволили выделить Тобольский артезианский бассейн второго порядка. Особенностью его является водоносность отложений серовской и талицкой свит палеогена и отложений верхнего мела, которые в пределах основной части Западно-Сибирского артезианского бассейна представляют региональный водоупор. Типичные условия Западно-Сибирского бассейна сохранились лишь на территории Зауралья, охватывающей Ханты-Мансийскую впадину.

На основании обобщения накопленного материала впервые в свете современных научных представлений рассматриваются общие условия формирования подземных вод выделенных гидрогеологических систем. В раскрытых и неглубоких частях полураскрытых структур подземные воды формируются исключительно за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, а разгрузка осуществляется в современной речной сети. В формировании химического состава подземных вод основное значение имеет выщелачивание солевого комплекса водосодержащих пород, на которое накладывается влияние климатической зональности. Так в южных и в юго-восточных районах с засушливым климатом отчетливо проявляются процессы континентального соленакопления.

Для глубоких частей полураскрытых и особенно закрытых структур вопросы формирования подземных вод остаются дискуссионными. В томе излагаются две основные точки зрения: одни исследователи придерживаются инфильтрационной гипотезы образования подземных вод, другие считают их седиментационными водами существовавших ранее морских бассейнов. Окончательное решение этого вопроса требует дальнейших исследований.

Основные закономерности формирования и распространения подземных вод, их гидродинамики и гидрохимической характеристики отражены не только в тексте тома, но и показаны на гидрогеологической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000, составленной для этой территории впервые.

Некоторые вопросы гидрогеологии Урала в настоящей работе освещаются более детально, чем раньше. В частности, дана новая оценка общих ресурсов подземных вод, отличающаяся от данной ранее более детальным анализом условий восполнения запасов подземных вод

на основании расчленения гидрографов речных потоков. Кроме того, в оценке общих ресурсов показаны условия их использования, связанные как с неравномерностью распределения ресурсов по площади, так и с особенностями размещения потребителей. Материалы оценки в совокупности с описанием подземных вод позволили выявить некоторые закономерности распределения водообильности. Так, например, доказано, что в предуральской части территории распределение водообильности в основном связано с формированием положительных структур (поднятий, валов, иногда соляной тектоники) и мало зависит от геоморфологических факторов. В зауральской части территории, наоборот, структурные факторы играют второстепенную роль, а основное значение имеют геоморфологические особенности — повышенная водообильность приурочена всегда к долинам рек, пониженная — к водораздельным площадям. Установлена и причина такого распределения, заключающаяся в бóльшей промытости водосодержащих пород на придолинных участках, обусловленной происходящей здесь в течение геологического времени разгрузкой подземных вод.

Большое внимание уделено обобщению накопленного преимущественно за последнее десятилетие опыта разведки подземных вод для централизованного водоснабжения, что позволило распределить месторождение подземных вод по типам и дать оценку их практического значения. Такая типизация месторождений представляется весьма полезной для последующих работ при выборе направлений исследований и методики разведки и подсчета запасов.

Широкое развитие на Урале горнорудной промышленности естественно привело к накоплению большого количества материалов по гидрогеологии месторождений полезных ископаемых. На основании обобщения этих материалов в томе дана типизация месторождений по сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий отработки и описаны условия наиболее типичных месторождений и меры борьбы с водопритоками подземных вод. На основании этих описаний в заключительной части раздела дана общая характеристика методики осушения горных выработок, сложившейся на Урале к настоящему времени. Материалы этого раздела будут полезны не только специалистам гидрогеологам, ведущим работы при разведке месторождений полезных ископаемых, но и специалистам горной промышленности, проектирующим и подготавливающим разработку месторождений.

Впервые для Урала проведено инженерно-геологическое районирование территории с выделением регионов, областей и районов. По каждому району дана характеристика литологического состава и инженерно-геологических свойств горных пород не только как оснований сооружений, но и как строительного материала и среды, в которой ведутся горные работы на месторождениях полезных ископаемых.

Вместе с тем ряд вопросов при монографическом описании не нашел достаточно полного освещения вследствие недостаточного количества фактического материала или отсутствия должной направленности в его накоплении и обработке. Поэтому некоторые построения и обобщения, относящиеся к огромной и сложной территории Урала, оказались схематизированными и требуют уточнения и последующего глубокого анализа. Одним из таких вопросов является выделение водоносных горизонтов и комплексов и корреляция их между собой в пределах всего региона. Неравномерная, а местами очень слабая изученность, особенно в пределах восточного склона Урала, заставила рассматривать более или менее укрупненные комплексы, что, вероятно, не позволило выявить все закономерности формирования подземных вод. Решение этих вопросов должно идти в двух направлениях: в регио-

нальном плане путем составления сводной гидрогеологической карты мелкого масштаба и по районам путем выполнения гидрогеологического картирования в средних и крупных масштабах, начатого в относительно больших объемах лишь с 1964 г. Дополнительной работой, связанной с указанными направлениями, является разработка на современном научном уровне легенд для гидрогеологических карт по регионам, особенно для горноскладчатого Урала.

Не вышли из стадии гипотез дискуссионные вопросы формирования и движения подземных вод глубоких горизонтов закрытых структур, взаимосвязи гидравлических систем горноскладчатого Урала и сложных артезианских бассейнов, а внутри последних наличие и объем перетоков подземных вод через водоупорные толщи, разделяющие водоносные горизонты. В частности, по территории Зауралья в последнее время создалось мнение (Н. Д. Буданов, Б. В. Дорофеев, В. Ф. Прейс), что в формировании химического состава подземных вод сказывается влияние глубинных разломов фундамента. Основанное пока на ограниченном фактическом материале это мнение должно найти отражение в последующих исследованиях. Решение этих вопросов представляет не только теоретический интерес, но и имеет практическое значение, так как в конечном итоге определяет динамику запасов подземных вод и условий их использования. Поэтому изучение общих гидрогеологических закономерностей должно быть тесно увязано с совершенствованием методик поисково-разведочных работ и оценки эксплуатационных запасов подземных вод. В этом последнем аспекте большое значение должны иметь наблюдения за режимом эксплуатации групповых водозаборов из различных водоносных горизонтов и комплексов, а также изучение режима работы крупных водоотливов и их влияния на общую гидрогеологическую обстановку.

При широком развитии на территории Урала различных типов минеральных и промышленных вод, особенно в пределах платформенных бассейнов, вопросы их генезиса изучены слабо и требуют дальнейших исследований. В этом направлении, видимо, первоочередной задачей следует считать специальное обобщение с применением математических вероятностных способов обработки большого количества гидрохимических анализов. Пока же эти материалы частично обрабатывались лишь с точки зрения гидрохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и мало изучались с точки зрения формирования химического состава подземных вод.

Наряду с указанными выше вопросами теоретического и практического характера предстоят еще большие работы по решению чисто практических задач. Первая из них связана с условиями распределения общих ресурсов пресных подземных вод, что определяет в ряде районов сложность решения вопросов хозяйственно-питьевого водоснабжения. В этом направлении особенно важное значение приобретает изучение возможности использования шахтных и карьерных вод, большой объем которых по качеству удовлетворяет требованиям хозяйственно-питьевого водоснабжения полностью или при условии небольшой очистки. Первые шаги в этом направлении, сделанные за последние годы, получили положительную оценку, что позволяет продолжать эти работы в более широких масштабах.

Вторым направлением работ по улучшению условий водоснабжения является оценка ресурсов минерализованных, пригодных для опреснения подземных вод. Первая попытка такой оценки выполнена приближенно и показала возможность значительного увеличения общих ресурсов, что важно для районов, в пределах которых отсутствуют поверхностные и пресные подземные воды.

ПРИЛОЖЕНИЯ

■

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ РОДНИКОВ, ВЫНЕСЕННЫХ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКУЮ КАРТУ УРАЛА МАСШТАБА 1 : 1 000 000

1. Каталог составлен по порядку номеров родников, вынесенных на гидрогеологическую карту. Нумерация родников произведена раздельно для районов первого порядка с запада на восток, а в пределах районов второго порядка с севера на юг и с запада на восток.

2. В каталог включены родники, характерные для водоносных горизонтов и комплексов и имеющие наиболее полные и достоверные гидрогеологические данные.

3. Химические анализы проб воды по родникам приводятся в соответствующем каталоге под номером, указанным в графе 7.

4. В каталоге приняты следующие сокращения:

н. с.— нет сведений;
т/з — тонкозернистый;
м/з — мелкозернистый;
ср/з — среднезернистый;
к/з — крупнозернистый;
р/з — разнозернистый;
восх. — восходящий;
нисх. — нисходящий;
не/обн. — не обнаружен;
род. — родник;
сол. — солевой;
бел. — белковый.

№ родника по карте	Местоположение родника	Абсолютная отметка родника, *м*	Дата наблюдений	Схематический геологический разрез места выхода родника и индекс геологического возраста	Дебит, *л/сек* / Температура воды, °С	№ химического анализа (по каталогу химических анализов)
1	2	3	4	5	6	7
	Восточно-Русский артезианский бассейн					
1	Пермская обл., в 65 *км* СЗ пос. Вильгорт, II надпойменная терраса р. Южной Кельтмы	Н. с.	5/IX 1962	Галечниковые р/з пески alQ	1,6 / 7	—
2	Пермская обл., в 3 *км* Ю-ЮЗ пос. Бобыка, склон долины р. Колвы	„	18/VI 1963	Известняк P_1as—s	700,0 / 5	—

1	2	3	4	5	6	7
3	Пермская обл, пос Керченский, I терраса р Камы	Н с	6/VIII 1960	Аргиллит P_2u^2	0,2 / 10	80
4	Пермская обл, в 25 *км* к востоку от пос Тюлькино, на берегу р Боровой	»	3/X 1959	Известково мергелистая толща P_2u^1	275,0 / 4	84
5	Пермская обл, в 8 *км* СВ пос Нердвы, склон долины р. Удвы	»	3/IX 1960	Алевролит P_2t	0 3 / 5	73
6	Пермская обл, в 8 *км* СВ пос Верхне Чусовские Городки, на берегу р Рассошки	»	20/VI 1962	Песчаник P_2u^1	69 0 / 5	—
7	Пермская обл, в 10 *км* ЮЗ пос Сылвы, на берегу р Бродовой	»	30/V 1957	Песчаник, мергель P_2u^1	12,0 / 4	85
8	Пермская обл, в 23 *км* севернее с Березовки, на берегу р Шаквы	»	24/VII 1956	Мергель тонкоплитчатый P_1kg	50,0 / 5	99
9	Пермская обл, в 24 *км* СЗ с Березовки, на берегу р Мечки	»	Н с	Гипс $P_1\iota$	6 0 / 5,5	92
10	Пермская обл, в 3 *км* СЗ пос Орда, на берегу р Кунгура	»	15/VI 1954	Гипс $P_1\iota$	83,0 / 5	93
11	Пермская обл, в 21 *км* В ЮВ пос Суксун, на берегу р Сылвы	»	19/VII 1957	Песчаник P_1ks	50,0 / 8	95
12	Пермская обл, в 15 *км* южнее пос Суксун, на берегу р Иргины	»	12/VIII 1954	Известняк P_1kg	25,0 / 7,5	100
13	Пермская обл, пос Быково, на берегу р Сыры	»	21/VII 1957	Песчаник P_1ks	210,0 / 6	96
14	Пермская обл, в 25 *км* СВ пос Фоки, на берегу р Альняш	»	12/VIII 1958	Песчаник P_2kz	7,0 / 5,8	75
15	Пермская обл, в 15 *км* южнее пос Барда	»	5/X 1958	Конгломерат P_2kz	1,5 / 5,6	76
16	Пермская обл, в 25 *км* СЗ пос Сарс, исток р Курьи	»	23/VI 1955	Гипсы $P_1\iota$	3,0 / 5	94
17	Пермская обл, в 13 *км* ЮЗ ст Щучье Озеро, на берегу р Тюй	»	19/VIII 1957	Известняк P_2u^1	100,0 / 6	86
18	Пермская обл, в 7 *км* восточнее ст Щучье Озеро, на берегу р Атер	»	6/VII 1955	Известняк $P_1\iota$	50,0 / 5	—
19	Пермская обл, пос. Сараиа, на берегу р. Уфы	»	5/VII 1957	Известняк P_1a	300—350,0 / 5,5	101
20	Пермская обл в 36 *км* южнее пос Сарс, на берегу р Сарс	»	21/VIII 1958	Известняк P_1kg	200,0 / 5,6	102

1	2	3	4	5	6	7
	Уральский бассейн грунтовых вод зон трещиноватости					
21	Свердловская обл., в 33 *км* СЗ пос. Вижай, в долине р. Лозьвы	Н. с.	Н. с.	Известняк D_1gd	10,0 / 3	—
22	Свердловская обл., в 9 *км* севернее пос. Вижай, на склоне возвышенности	200	„	Известняк D_2e в тектоническом контакте	0,2 / Н. с.	—
23	Пермская обл., в 50 *км* ЮВ пос. Тулпан, в долине р. Рубец	Н. с.	21/VI 1963	Известняк C_1v—n	30,0 / 2	129
24	Пермская обл., в 35 *км* ЮВ пос. Лыпья, в долине р. Поповский Ключ	520	11/VIII 1963	Кварцито-песчаник Pt_3—$Cmch_1$ в зоне тектонического разлома	75,0 / 4	276
25	Свердловская обл., в 56 *км* СЗ г. Ивделя, на берегу р. Ивдель	Н. с.	16/VIII 1963	Сланцы серицит-кварцевые, филлитовые и зеленые O_1sn	0,1 / 6	249
26	Пермская обл., в 31 *км* Ю-ЮЗ пос. Лыпья, на берегу р. Вост. Рассохи	„	23/VI 1963	Известняк и песчаник D_2e	500,0 / 4	133
27	Пермская обл., в 40 *км* ЮВ пос. Лыпья, на склоне долины р. Бол. Мартайки	520	3/VIII 1963	Кварцито-песчаник полевошпатовый Pt_3—$Cmch_1$ в зоне тектонического разлома	7,0 / 2	277
28	Пермская обл., в 11 *км* ЮВ д. Ныроб, на берегу р. Вырьи	Н. с.	28/VI 1963	Известняк серый плотный C_1t	45,0 / 5	134
29	Пермская обл., в 37 *км* СВ пос. Усть-Улс, в пойме р. Мал. Чувалки (приток Вишеры)	240	12/VIII 1963	Сланец O_2ch вблизи контакта с известняком S_1 и тектоническим разломом	200,0 / 3	250
30	Пермская обл., в 56 *км* СВ пос. Усть-Улс, в долине притока р. Посьмак	Н. с.	I/VII 1963	Зеленые сланцы Pt_3—Cmm	2,0 / 3	262
31	Свердловская обл., в 21 *км* СЗ г. Ивделя, д. Юртище, в долине р. Тошемки, серия родников	„	Н. с.	Известняк D_2g в зоне разлома	2000,0 / Н. с.	—
32	Пермская обл., в 33 *км* СВ г. Красновишерска, в долине р. Сырай-Щугор	„	15/VII 1962	Известняк C_3	25,0 / 1	120
33	Пермская обл., в 21 *км* СВ пос. Усть-Улс, на берегу р. Бол. Ван	„	21/IX 1963 „	Тектонический контакт известняков S_2 с терригенными отложениями D_2e	70,0 / Н. с.	240
34	Пермская обл., в 25 *км* СВ пос. Усть-Улс, в пойме р. Велса	280	28/VI 1963	Мрамор Pt_3—Cmm	40,0 / 4	264
35	Свердловская обл., в 44 *км* СЗ г. Ивделя, в долине р. Тальтии	Н. с.	16/VII 1963	Амфиболиты слаборассланцованные и сланцы O_{2+3}	1,5 / 10	191
36	Пермская обл., в 16 *км* С-СВ г. Красновишерска, на коренном склоне р. Вишеры	„	20/VII 1962	Песчаник P_1a^2	1,0 / 6	119

1	2	3	4	5	6	7
37	Пермская обл, в 45 *км* восточнее пос Усть-Улс, в истоке р Кутима (приток р Улса)	Н. с	25/VIII 1963	Песчаник слюдистый Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	0,1 / 6	263
38	Свердловская обл, в 36 *км* ЮЗ г Ивделя, в пойме р Шегультана	„	1 VIII 1963	Туф кварцевого альбитофира S_1w	1,0 / 7	162
39	Пермская обл, в 30 *км* СВ г Красновишерска, в долине р Вишеры	„	3/VIII 1962	Известняк C_1v_2—п	30,0 / 8	130
40	Пермская обл, в 13 *км* восточнее пос Усть Улс (исток правого притока р Бол Расьи)	„	21/VIII 1962	Сланец тальк хлоритовый, метаморфизованный Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	1,5 / 8	265
41	Пермская обл в 32 *км* восточнее пос Усть Улс, на берегу р Ельса (приток Велса)	„	29/VIII 1963	Кварцит и сланец филитовидный Pt_3—$Cmvs_{1+2}$ в зоне тектонического разлома	15,0 / 3	266
42	Пермская обл, в 17 *км* ЮЗ пос Усть Улс, на берегу р Золотихи	„	16/VIII 1962	Контакт известняка с песчаником D_2	150,0 / 4	135
43	Свердловская обл, в 38 *км* СВ пос Черемухово Серия родников в пойме р Сольвы	520	29/VII 1963	Кварцито песчаник и кварцит Pt_3—$Cmos$ вблизи контакта с эффузивами βPt_3—Cm	Σ25,0 / 3	278
44	Пермская обл, в 24 *км* ЮВ пос Усть Улс в пойме р Улса	Н с	19/IX 1962	Известняк доломитизированный $O_{2+3}\check{s}g$	10,0 / 3	241
45	Пермская обл, в 36 *км* ЮВ пос Усть Улс, в истоке р Соманки (приток р Кутима)	640	16/IX 1962	Сланцы зеленоватого цвета Pt_3—$Cmvs_{1+2}$ в зоне тектонического разлома	20—50 0 / Н с	267
46	Свердловская обл, в 27 *км* западнее пос Черемухово, в надпойменной террасе р Бол Супреи	Н с	30/VII 1963	Дунит выветрелый σS—D_1	6,0 / 5	226
47	Свердловская обл, в 6 *км* СЗ пос Калья, у подножия горы	„	30 VI 1963	Туфопесчаник выветрелый, м/з, S_2l_2	0,2 / 15	163
48	Пермская обл, в 24 *км* восточнее пос Колчим, на берегу р Язьвы	„	3/VIII 1962	Песчаник $Cma\check{s}$ в зоне разлома	15,0 / 9,5	254
49	Пермская обл, в 12 *км* Ю ЮЗ пос Колчим, на берегу р Язьвы	„	19/VII 1962	Известняк C_2	40,0 / 4	121
50	Свердловская обл, в 40 *км* ЮЗ г Покровска Уральского, на водоразделе рек Вагранка и Улса	„	18/VIII 1963	Кварцито песчаник кварцевый и полевошпатовый Pt_3—$Cmos$	<0,3 / 10	279
51	Пермская обл в 66 *км* ЮВ пос Усть Улс, на берегу р Улса	„	23/IX 1963	Известняк $O_{2+3}\check{s}g$	5 0 / 4	242

1	3	3	4	5	6	7
52	Пермская обл., в 34 *км* восточнее пос. Усть-Долгая, на берегу р. Молмыса	190	12/VII 1960	Известняк C_1v_2—п на контакте с известняком C_2	115,0 / 4,5	131
53	Пермская обл., в 50 *км* ЮВ пос. Колчим, на склоне горы Кваркущ (исток притока р. Молмыса)	580	21/VIII 1962	Сланец кварц-хлорит-серицитовый Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	1,7 / 4	268
54	Свердловская обл., в 27 *км* ЮЗ г. Покровска-Уральского в долине р. Ваграна	Н. с.	14/VIII 1963	Сланцы зеленые O_2	3—4,0 / 3	192
55	Свердловская обл., в 10 *км* ЮЗ ст. Марсяты, на берегу р. Бол. Волчанки	„	17/VII 1956	Туфопесчаник D_1c	3,5 / 9	164
56	Пермская обл., в 65 *км* ЮВ пос. Колчим, на берегу р. Караульной (приток р. Тыпыла)	500	22/VIII 1961	Тектонический контакт конгломерата кварцевого O_1tl со сланцем кварц-слюдистым Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	8,4 / 3	269
57	Свердловская обл., в 36 *км* З-СЗ г. Карпинска, в долине р. Ольвы	300	2/VIII 1962	Элювий амфиболитового сланца S_1lп	0,3 / 8,5	193
58	Пермская обл., в 30 *км* ЮВ пос. Усть-Долгая	180	19/VII 1960	Известняк C_3—P_1s в тектоническом контакте с песчаником P_1a	279,0 / 4	122
59	Пермская обл., в 85 *км* восточнее г. Соликамска, на берегу р. Яйвы	316	20/VIII 1962	Песчаник кварц-полевошпатовый сильно разрушенный $Cmaš$	0,2 / 3,6	255
60	Пермская обл., в 112 *км* восточнее г. Соликамска, рассредоточен на протяжении 200 *м* по берегу р. Тыпыла	383	17/VII 1961	Известняк $O_{2+3}šg$	555,0 / 2,5	243
61	Пермская обл., в 24 *км* СЗ пос. Растес, на берегу рч. Ломовой (приток р. Тыпыла). Смешанный	500	19/VII 1961	Пудинги кварцевые, частью известковистый песчаник O_3pl	5,0 / 3,5	251
62	Свердловская обл., в 5 *км* севернее г. Серова, Поносовский ключ I	Н. с.	1959	Серпентинит spD_{2-3}	31,3 / 5	227
63	Пермская обл., в 26 *км* СВ пос. Яйва, на берегу р. Солоной	200	2/VII 1960	Контакт известняка P_1as с известняком P_1a	68,0 / 3,5	123
64	Свердловская обл., в 15 *км СВ* пос. Кытлым, на берегу р. Лобвы	200	2/IX 1959	Габбро оливиновое vS—D_1	2—2,2 / 5,2	224
65	Свердловская обл., в 22 *км* СВ пос. Кытлым, в долине р. Лобвы	280	3/IX 1959	Порфирит, диабаз, туф S_1lп	2,0 / 6,2	165
66	Свердловская обл., в 25 *км* ЮЗ пос. Воронцовка, в пойме р. Шайтанки	190,0	10/VIII 1962	Известняк D_1c	2,0 / 2,5	147

1	2	3	4	5	6	7
67	**Пермская** обл., в 28 *км* В-СВ пос. Яйва, у берега р. **Чаньвы**	200	14 VII 1961	Известняк C_2	$\frac{70,0}{2,5}$	124
68	**Пермская** обл., в 28 *км* СВ пос. Александровск, на берегу р. Чаньвы	370	25 VII 1961	Песчаник, алевролит и аргиллит $Cma\check{s}$ вблизи тектонического контакта с известняком D	$\frac{10,0}{3}$	256
69	**Пермская** обл., в 11 *км* СВ с. Троицкое, на берегу р. Бол. Ослянки (притока р. Косьвы). Серия родников	330	14/IX 1962	Доломит Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	$\frac{\Sigma 70,0}{3}$	—
70	Свердловская обл., в 14 *км* ЮВ пос. Павда, в истоке р. Кушпайки	230	18 VIII 1959	Порфирит S_1w—S_2l на контакте с гранодиоритом	$\frac{6,0}{5—6}$	—
71	**Пермская** обл., в 7 *км* Ю-ЮЗ г. Александровска, на берегу р. Лытвы	180	21/VI 1961	Известняк P_1a	$\frac{100,0}{2}$	—
72	**Пермская** обл., в 19 *км* СЗ с. Троицкое, на берегу р. Няра	320	27 VII 1960	Песчаник, алевролит и аргиллит $Cma\check{s}$	$\frac{1,5}{3,5}$	257
73	**Пермская** обл., в 25 *км* восточнее пос. Троицкое, рассредоточен в верховьях лога, на водоразделе рек Косьвы и Усьвы	465	22/IX 1962	Контакт известняков $O_{2+3}sg$ с доломитами S_1ln	$\frac{24,0}{2}$	244
74	Свердловская обл., в 16 *км* ЮЗ пос. Павда, в долине р. Ляли	280	7/VIII 1962	Зеленые сланцы эпидот-хлорит-полевошпатовые O_3	$\frac{0,5}{5,5}$	194
75	Пермская обл., в 24 *км* ЮВ с. Троицкое, на берегу р. Мал. Хариусной (приток Усьвы)	443	4/VIII 1962	Контакт кератофиров и ортофиров $Cmks_1$ с песчаниками и сланцами Pt_3—$Cmvs_1$	$\frac{4,2}{3}$	—
76	Свердловская обл., в 30 *км* южнее пос. Павда, на берегу ручья	250	28/VII 1960	Габбро-норит νS—D_1	$\frac{0,5}{5,2}$	225
77	**Пермская** обл., в 36 *км* восточнее г. Губахи, на берегу р. Усьвы. Серия восходящих и нисходящих родников	260	6 VII 1962	Переслаивание песчаников и глинистых сланцев S_1bg	0,1—0,5 $\frac{\Sigma 24,0}{4,5}$	252
78	Свердловская обл., в 18 *км* севернее г. Ис, в долине р. Бол. Нясьмы	190	30/VIII 1960	Известняк и порфирит S_1ln	$\frac{11,0}{3}$	166
79	**Пермская** обл., в 5 *км* западнее г. Губахи, в устье суходола р. Ниж. Мальцевки	180	5 VIII 1961	Известняк P_1as—s	$\frac{400,0}{4}$	125
80	Свердловская обл., в 12 *км* восточнее г. Ис, в истоке р. Полуденного Актая (приток р. Туры)	212	26/VIII 1960	Ортофир и его туф S_2l_2—D_1	$\frac{2,2}{3,2}$	167
81	**Пермская** обл., в 30 *км* СВ г. Гремячинска, в пойме р. Бол. Порожней	220	18/VII 1962	В зоне контакта кварцевого песчаника и глинистого сланца S_1bg с доломитом S_2	$\frac{50—70,0}{13}$	245

1	2	3	4	5	6	7
82	Пермская обл., в 16 *км* СЗ пос. Сараны, на берегу р. Лев. Рассошки	365	21/IX 1961	Тиллитовидные конгломераты $Cmks_1$ в зоне тектонического разлома	10,0 / 3	258
83	Пермская обл., окраина г. Чусового, берег р. Вильвы, Ратомский ключ	130	Июнь 1952	Известняк C_2 в зоне тектонического контакта с песчаником P_1a	42,4 / 4	—
84	Пермская обл., в 20 *км* ЮВ пос. Бисер, на берегу р. Кырмы	400	15/III 1965	Известняки мраморизованные Pt_3—*Cmvs* в зоне контакта с кварцито-песчаниками Pt_3—*Cmos*	22,6 / 3	270
85	Свердловская обл., в 25 *км* западнее г. Кушвы, на берегу р. Серебрянки, серия восходящих родников	345	15/VII 1959	Кварцито-песчаник Pt_3—*Cmos* на контакте со сланцами Pt_3—*Cmvs*	0,1—5,0 / Σ32,0 / 3,5	280
86	Свердловская обл., в 18 *км* ЮЗ г. Кушвы, в долине р. Баранчи	328	15/VII 1959	Сланцы слюдисто-кварцитовые и углисто-кварцитовые O_2	1,1 / 4	195
87	Пермская обл., в 18 *км* ЮЗ пос. Кусье-Александровский, на берегу р. Крутой	270	13/VII 1962	Зеленовато-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты *Cmas*	2,0 / 2,2	259
88	Свердловская обл., в 33 *км* ЮЗ г. Кушвы, на берегу р. Сылвицы. Два родника — восходящий и нисходящий	378	6/IX 1964	Кварцито-песчаники, мраморизованные известняки, сланцы Pt_3—*Cmvs*	2,0 (восх.) / 3,5 / 8,0 (нисх.) / 3	271, 272
89	Свердловская обл., в 27 *км* ЮЗ г. Кушвы, на берегу р. Серебрянки (д. Кедровка)	305	13/VII 1959	Контакт слюдисто-кварцевых сланцев Pt_3—$Cmvs_{1+2}$ с кварцевыми песчаниками O_1tl	9,0 / 7	273
90	Свердловская обл., в 23 *км* З-СЗ г. Верхняя Салда, в верховьях лога	Н. с.	15/VII 1959	Серпентинит spD_{2-3}	2,5 / 4,8	228
91	Свердловская обл., в 14 *км* ЮВ г. Верхняя Салда	„	6/VII 1964	Диорит кварцевый γ_2D_{2-3}	2—3 / 11	221
92	Свердловская обл., в 20 *км* Ю-ЮЗ с. Серебрянки, на берегу р. Серебрянки	„	17/VI 1958	Карбонатные породы D_3fr	4,0 / 4,5	136
93	Пермская обл., на берегу р. Кына, в 6,5 *км* от ж.-д. ст. Кын	„	5/IX 1958	Известняк C_2m	33,0 / 5	126
94	Свердловская обл., в 9 *км* ЮВ с. Петрокаменского, в пойме р. Мокроуски (приток р. Нейвы)	„	30/VI 1964	Порфирит, его туф и лавобрекчия S_2—D_1	0,2 / 6	168
95	Свердловская обл., в 12 *км* СВ г. Невьянска, в пойме руч. Светлый ключ (приток р. Нейвы)	„	2/IX 1964	Порфирит и его туф S_2—D_1 вблизи контакта с гранодиоритами	25 (II 1965); 500 (IV 1965) / 8	—

1	2	3	4	5	6	7
96	Свердловская обл, в 14 *км* ЮВ с Петрокаменского, в долине р Башкарки (приток р Нейвы)	Н с	1/VIII 1964	Туф порфиритов S_2—D_1 вблизи разлома	8,5 (VIII 1964), 63 (IV 1965) / 7	169, 170
97	Свердловская обл, в 36 *км* СЗ г Кировграда в пойме р Сулема	360	12/VII 1958	Сланцы Pt_3—$Cmvs_{1+2}$	14,2 / 5	274
98	Свердловская обл, в 15 *км* З-ЮЗ д Деево, в пойме р Глинки	Н. с	18/VII 1964	Серпентинит spC_1	3—4 / 5,5	229
99	Свердловская обл, в 10 *км* СЗ с Чусовое, в русле р Мостовой	„	Н. с.	Карбонатные породы C_2	53,0 / 5	127
100	Свердловская обл, в 12 *км* СВ пос Белоярского, верховья р Кунары	„	Август 1954	Контакт гранита γ_2C_1—D_2 с кварцевым порфиром	5,0 / 6	—
101	Свердловская обл, в 12 *км* ЮВ г Михайловска, исток руч Щипанов ключ	„	1962	Известняк D_1	59,0 / 5	—
102	Свердловская обл, в 33 *км* ЮЗ г Полевской, на берегу р Бардыма Серия нисходящих родников	„	2/IX 1957	Кварцит, кварцито песчаник и сланцеватый слюдистый кварцит O_1tl	1—3,0 Σ10,0 / 6	253
103	Челябинская обл, в 3,5 *км* С-СВ пос Шемахи, в долине р Сухой Шемахи, Конный ключ	284	18/VI 1960	Известняк D_1c	250,0 / 3,5	137
104	Челябинская обл, в 5 *км* ЮВ пос Шемахи в долине р Мельничной, Мельничный ключ	274	9/VI 1960	Известняк D_1c	170,0 / 6,5	138
105	Челябинская обл, в 10 *км* севернее г Ниж Уфалея, исток притока р Уфалейки	Н. с	6/VII 1958	Гнейс Pt_3kv	0,4 / 7,5	299
106	Челябинская обл, в 25 *км* ЮЗ г Ниж Уфалея в долине р Сурояма	400	30/VI 1958	Доломиты среди сланцев Pt_3av	20,0 / 6	289
107	Челябинская обл, в 6 *км* севернее г Карабаша, у подножия горы	400	1955 г.	Пегматит слюдистый Pz вблизи тектонического разлома	4,0 / 4,5	—
108	Челябинская обл, в 7 *км* севернее г Куса Исток притока р Ай	360	Н. с.	Доломит сильно трещиноватый, Pt_3st_1 в зоне тектонического разлома	18,0 / 6	—
109	Челябинская обл, в 13 *км* восточнее пос Магнитки, на склоне хр Таганай в долине р Бол Киалима	640	5/VIII 1961	Гранит Cm_3	1,2 / 4,8	302

1	2	3	4	5	6	7
110	Челябинская обл., в 5 *км* СВ пос. Кулуево, в долине р. Сардаклы (притока р. Миасса)	280	16/IV 1961	Конгломерат полимиктовый и песчаник C_1t_2—v_1 вблизи контакта с эффузивами	15,0 / Н. с.	140
111	Челябинская обл., в 25 *км* североиее г. Миньяра, на берегу р. Шишакова ключа, у подиожия коренного склона	360	25/VII 1959	Известняк Pt_3m на контакте с известковистым конгломератом Pt_3in	25,0 / 6	283
112	Челябинская обл., в 17 *км* СЗ г. Миньяра, на берегу р. Аша, родник Беленький	200	16/VIII 1959	Известняк C_1	456,0—628,0 / 6	284
113	Челябинская обл., в 4 *км* западнее ст. Бердяуш, на склоне горы	520	13/VI 1961	Граниты γPt_3	0,3 / 8,2	303
114	Челябинская обл., в 20 *км* восточнее г. Сатки, хр. Магнитный, на берегу р. Копанки (приток р. Ай)	580	16/VI 1961	Габбро νPt_3	0,1 / 9	304
115	Челябинская обл., в 18 *км* ЮВ г. Златоуста, хр. Уреньга	640	18/VII 1961	Гнейс $Ptkv$	0,8 / 6	300
116	Челябинская обл., в 8 *км* ЮЗ г. Златоуста, на западном склоне хр. Уреньга	760	18/VII 1961	Сланцы филлитовые, амфиболовые и кварциты Pt_3ur_1	5,7 / 4,6	290
117	Челябинская обл., в 10 *км* на СВ г. Аша, на берегу р. Сима, Гремучий ключ	140	7/VII 1963	Контакт известняков Pt_3m с песчаниками $Cmas$	120,0 / 5	285
118	Челябинская обл., в 22 *км* ЮВ г. Бакал, на склоне хр. Москаль	740	7/VII 1961 23/II 1962	Кварциты Pt_3zg в зоне тектонического разлома	14,4 / 4	293, 294
119	Челябинская обл., в 32 *км* восточнее г. Бакал, у подножия хр. Уреньга	740	29/VI 1961	Альбитофир Pt_3kv	5,0 / 9	296
120	Челябинская обл., в 15 *км* ЮЗ г. Миасса (д. Горбатый Мост), в пойме р. Миасса (серия родников — Грифон)	Н. с.	1961—1963	Известняк C_1v_2+n у тектонического контакта с порфиритами S_2l_2—D_1	Σ65—70 / Н. с.	—
121	Челябинская обл., в 6 *км* ЮВ ст. Юрюзань, на берегу р. Юрюзани	»	Н. с.	Доломит Pt_3av_1	3,0 / Н. с.	—
122	Челябинская обл., в 15 *км* ЮВ д. Кундравы, исток р. Карасу (приток р. Увельки)	365	25/VII 1960	Сланец углисто-кремнистый S_1ln	4,5 / 4	196

1	2	3	4	5	6	7
123	Челябинская обл., в 12 км ЮВ г Катав-Ивановска, на водоразделе притоков р Юрюзани	Н. с	Н. с.	Песчаник, кварцит, алевролит, сланец Pt_3zm	Переменный от 1,0 до 10,0 / Н. с.	—
124	Челябинская обл., в 22 км южнее г Бакал, в истоках притока р Юрюзани, на склоне хр Зигальга	„	„	Контакт кварцитов Pt_3zg со сланцами Pt_3zk	3.0—4,0 / Н. с.	—
125	Челябинская обл., в 25 км ЮВ г Бакал, на склоне хр Нургуш	730	9/VII 1961	Порфирит Pt_3kv	0,5 / 7	297
126	Челябинская обл., в 38 км ЮВ г Бакал (пос Юрак), на склоне горы	650	27/VIII 1961	Сланцы слюдисто-кварцевые Pt_3ur	0,1 / 10	291
127	Челябинская обл., в 2 км СЗ д. Неплюевки, в долине р Каменной (приток р Арчаглы-Аят)	349	14/VII 1955	Сланец песчано-глинистый $C_1t_2+v_1$	0,1 / 4,6	—
128	Челябинская обл., в 5 км СВ пос. Обручевки в долине р Кипчака	325	2/VI 1965	Известняк C_1v_3 на тектоническом контакте с туфопесчаником C_1v_2	0,1 / 10	148
129	Челябинская обл., в 13 км к СЗ от с Полоцкого, на берегу р Амамбайки	Н. с	20/VIII 1955	Серпентинит spC_1	2,5 / 4	230

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ СКВАЖИН, ВЫНЕСЕННЫХ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКУЮ КАРТУ УРАЛА МАСШТАБА 1:1 000 000

1. Каталог составлен по порядку номеров скважин, указанных на гидрогеологической карте.

2. В каталог включены скважины, по которым имеются наиболее достоверные и полные гидрогеологические данные по вскрытым водоносным горизонтам и комплексам, а также скважины глубокого бурения на нефть, уточняющие структуру бассейнов и их литологический состав.

3. Результаты анализов проб воды даются в каталоге химических анализов под порядковым номером, указанным в графе 9.

4. Знак плюс перед цифрой обозначает величину превышения статического уровня воды над поверхностью земли.

№ скважины на карте	Местоположение скважины	Отметка устья, *м* / Глубина скважины, *м*	Краткое литологическое описание пород и индекс геологического возраста	Глубина залегания подошвы слоя, *м*	Глубина появления воды, *м* / Глубина установившегося уровня воды, *м*	Интервал опробования, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение уровня, *м*	№ химического анализа (по каталогу химических анализов)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Восточно-Русский артезианский бассейн					
1	Пермская обл., в 16 км южнее пос. Чердынь	Н. с. / 62,0	Суглинок с включением щебня известняка Q	2,0				
			Известняк P_2u^1	62,0	38,0 / 38,0	38–62	1,0 / Н. с.	87
2	Пермская обл., с. Коса	Н. с. / 70,0	Глина Q	1,3				
			Переслаивание известняка и глины P_2	62,0				
			Песчаник cp_2; P_2	68,0	62,5 / 16,0	63–68	1,1 / 18,0	
			Глина P_2	70,0				
3	Пермская обл., г. Соликамск	Н. с. / 105,0	Глина песчаная Q	6,0				
			Переслаивание мергеля и известняка P_2u^1	102,0	— / 40,9	46–86	15,8 / 42	–
			Глина мергелистая P_2u^1	105,0				

4	Пермская обл., в 10 км С-СЗ пос. Юрла (д. Ложинская)	Н. с. / 91,9	Супесь Q	0,5				
			Глина плотная, известковистая P_2^1	17,0				
			Глина с прослоями известняка и песчаника P_2^1	37,5	36,5 / 15,5	36,5–37,5	1,6 / 2,8	1
			Глина с прослоями известняков, аргиллитов и песчаников P_2^1	91,9				
5	Пермская обл., в 3,5 км СВ г. Березники	143 / 50,0	Суглинок и супесь с включением щебенки песчаника и известняка Q	11,0				
			Переслаивание плитчатых известняков и мергелей, встречаются прослойки темно-серых глин и м/з песчаников P_2^1	50,0	11,0 / 1,7	11–50	28,5 / 8,7	88
6	Пермская обл., в 20 км южнее г. Березники	Н. с / 1009,1	Глина Q	5,0				
			Песчаник известковистый P_2^2	38,1				
			Песчано-глинистая толща, в интервале 111–114 м – конгломерат P_2^2	124,3	Самоизлив	58,1–210	30,0 / Н. с.	81
			Песчано-мергелистая толща и глина P_2^2	210,0				
			Селенистая толща P_2^2	667,0				
			Глинисто-мергелистая толща P_2^2	810,0				
			Глинисто-ангидритовая толща и известняк P_2^2	1009,1				

1	2	3	4	5	6	7	8	9
7	Пермская обл., г. Кулымкар	152 / 104,0	Суглинок плотный Q	2,0				
			Гравий и галечник aQ	6,0	3,8 / –		Незначительный	
							Н. с.	
			Переслаивание известняков и глин P_2kz	104,0	41,9 / 19,6	48,0–54,5 / 94,8–100,2	1,9 / 32,4	77
8	Пермская обл., в 16 км СВ с Ильинское	Н. с. / 72,5	Суглинок Q	7,0				
			Песок p_3 иловатый aQ	29,0				
			Переслаивание глин, аргиллитов и песчаников P_2kz	72,5	45,0 / 3,0	45–51	1,6 / 10,0	78
9	Пермская обл., г. Добрянка	Н. с. / 78,0	Суглинок Q	2,0				
			Супесь, песок, галечник aQ	9,5				
			Аргиллит P_2	28,4				
			Сланец мергелистый известковистый P_2	34,0				
			Переслаивание известняков и мергелей с отдельными прослоями гипсов P_2u^1	78,0	41,0 / 26,8	41–78	2,3 / 15,7	89
10	Пермская обл., г. Верещагино	Н. с. / 185,7	Глина Q	41,0				
			Переслаивание сланцев, глин, песчаников и галечников P_2t	185,7	Н. с. / 70,0	Н. с.	2,5 / 11,5	74

11	Пермская обл., г. Краснокамск	98 / 1687,0	Напосы Q	29,0					
			Песчаник и конгломерат P_2	104,0					
			Ангидрит, доломит и конгломерат P_1kg	212,0					
			Доломит, известняк P_1z	452,0					
			Доломит C_3	702,0					110
			Переславание известняка и доломита, в конце слоя включения ангидрита C_1–C_2	1289,0					111, 112
			Песчаник и глина C_1v	1293,0					
			Переславание известняка и доломита с включением ангидрита и глины C_1^1	1543,0	Н. с.	Н. с.	1,0 / Н. с.		113
			Переславание доломита и известняка (проявление нефтеносности) D_3	1687,0					
12	Пермская обл., разъезд Комаринский	Н. с. / 67,0	Суглинок с галькой Q	10,0					
			Переславание аргиллита и песчаника, внизу – мергель P_2u^1	67,0	Н. с. / 26	Н. с.	1,3 / 0,8		90
13	Пермская обл., в 12 км СЗ с. Березовки	200 / 78,3	Глина Q	4,0					
			Глина P_2u^2	43,0					
			Доломит мергелистый с прослоями известняка, трещиноватый P_2u^1	78,3	46,0 / 25,7	46–78,3	0,6 / 1,1		91

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11	Пермская обл., в 14 км Ю-ЮЗ г. Оханска	230 / 100,0	Глина, песок, гравий Q	27,0				
			Переслаивание глины, известняка, песчаника, конгломерата и мергеля P_2u^2	100,0	33,0 / 38,0	53–93	0,8 / 10,4	82
15	Пермская обл., в 14 км С-СЗ ст. Шакары	Н. с. / 71,4	Песчаник с прослоями аргиллитов P_2a^2	74,4	Н. с. / 34,0	Н. с.	13,0 / 21,0	108
16	Пермская обл., в 5 км Ю-ЮЗ г. Кунгура	160 / 99,0	Глина с галькой и щебнем Q	22,9				
			Известняк P_1kg	26,8	23,0 / 22,0	"	0,2 / 0,3	103
			Гипс и ангидрит с прослоями доломита P_1kg	57,9				
			Доломит загипсованный P_1kg	73,4				
			Известняк доломитизированный P_1kg	99,0	80,4 / 26,4		0,6 / Н. с.	
17	Пермская обл., в 30 км С-СЗ пос. Дуброва	210 / 84,5	Суглинок Q	13,0				
			Галечник с песком aQ	26,0				
			Песчаник с прослойками глины P_2s_2	84,5	52,0 / 28,0	40–74,5	2,0 / 16,0	79
18	Пермская обл., курорт Ключи	Н. с / 500,0	Песок и глина с галькой кварца и щебенкой известняка Q	18,0				
			Известняк с прослойками мергелей, на глубине 148–168 м — трещиноватый P_1	168,0				

			Известняк кремнистый с прослойками битуминозного более пористого P_1	500,0	168,0 / +0,8	250–300	2,5 / 0,7	327 328
19	Пермская обл., в 23 км ЮВ с. Ушкое	Н. с. / 73,0	Глина Q	2,5				
			Глина с прослоями известняка P_1kg	35,5				
			Известняк кавернозный, трещиноватый P_1kg	73,0	29,0 / 16,0	35,5–73,0	3,0 / Н. с.	104
20	Пермская обл., в 16 км ЮЗ пос. Ниж. Ирга	Н. с. / 74,0	Известняк P_2a^1	74,0	Н. с. / 42,3	42,3 - 74	3,1 / 2,0	105
21	Пермская обл., в 25 км СВ Красноуфимска	Н. с. / 73,0	Суглинок Q	1,5				
			Песчаник P_1kgks	6,5				
			Аргиллит с прослоями песчаника P_1kg	73,0	61,0 / 61,0	Н. с.	0,4 / Н. с.	97
							0,9 / Н. с.	
22	Пермская обл., в 20 км южнее с. Фоки (Москудья)	137 / 214,5	Суглинок, глина Q	25,0				
			Глина известковистая P_2n^2	355,0				
			Ангидрит, доломит P_2i	461,0				
			Ангидрит, доломит и известняк P_2s–а	596,0				
			Доломит с включением ангидрита и глинистого сланца C_3	739,0				
			Известняк с включением ангидрита C_2m	854,0				

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Переслаивание известняков и доломитов C_2m	1070,0				
			Аргиллит с известняк C_2b	1129,0				
			Доломит кавернозный с включением гипса и ангидрита C_1n	1160,0				
			Известняк и доломит известковистый C_1v	1390,0				
			Аргиллит и алевролит с редкими прослоями известняков и песчаников C_1v	1434,0				
			Аргиллит, известняк C_1t	1543,0				
			Известняк D_3fm	1802,0				
			Доломит с включением аргилита и известняка D_3fr	2010,0				
			Известняк, аргиллит с включением глинистых сланцев D_3fr	2040,0				
			Известняк и аргиллит (кыновские слои) D_3fr	2075,0				
			Аргиллит и песчаник (пашийские слои) D_3fr	2089,0	$\frac{2075,0}{377,0}$	Н. с.	$\frac{0,2}{21,0}$	–
			Аргиллит и известняк D_3	2117,0				
			Аргиллит и известняк $Cm–D_1$	2141,5				

23	Пермская обл., пос. Куеда	126 / 2022,0	Суглинок, галька Q	19,0					
			Глина с прослоями песчаника P_2	175,0					
			Доломит, известняк, ангидрит и глина P_1	300,0	Н. с.	317–300	–		106
			Доломит, участками известняк и глина C_3	650,0					
			Доломит, участками ангидритизированный, глина, редко известняк C_2m	746,0					
			Глина известковистая, доломит, известняк C_2	848,0					
			Известняк с включениями доломита и глины C_2	905,0					
			Чередование доломитов с известняками C_2	960,0					
			Известняк нефтеносный с единичными обломками ангидрита C_1v-n	1039,0					
			Чередование доломитов, аргиллитов с единичными прослоями известняков, алевролитов C_1v	1341,0		1319–1321			114
			Известняк, аргиллит C_1t	1451,0					
			Известняк, редко доломит и аргиллит D_3fm	1660,0					
			Доломит, известняк с включениями ангидрита и аргиллита D_3fr	1940,0					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Известняк и аргиллит (живетские слои) D_2ir	1971,0				
			Алевролит, аргиллит с включениями сидерита (пашийские слои) D_2fr	1979,0	1971,0 / 105,3	1969–1978	0,7 / 200,0	116
			Аргиллит D_2	1984,0				
			Песчаник с прослоями аргиллита и алевролита $Cm–D_1$	2022,0				
21	Пермская обл., пос. Чернушка	142 / 2280,0	Суглинок и галька Q	11,0				
			Песчаник загипсованный с прослоями глин и гипса P_2ul^2	60,0				83
			Известняки, доломиты и песчаники P_2ul	77,3				
			Ангидрит с прослоями песчаников, доломитов, гипса P_2i	234,0		178,0		107
			Известняки, известняки доломитизированные с включениями гипса и ангидрита $P_1s–a$	498,0				
			Доломиты и известняки с прослоями мергеля, глины, гипса и ангидрита C_2	719,0				
			Чередование известняков с доломитами C_1m	841,0				

		Доломиты и известняки с прослоями глины и включениями ангидрита C_2	963,0				
		Известняки глинистые, переслаивающиеся с мергелями C_2	1022,0				
		Известняки с прослоями известняковой конгломератобрекчии C_2b	1044,0				
		Известняки с прослоями доломитов, редко песчаников и алевролитов C_2v-n	1350,0				
		Переслаивание алевролитов со слоями алевролито-глинистыми и углисто-глинистыми, песчаниками и отдельными прослоями каменного угля hC_2v	1439,0	$\frac{1350,0}{122,0}$	1372–1382	$\frac{0,1}{107,0}$	115
		Известняк C_1t	1537,0				
		Известняк с включениями ангидрита D_3fm	1885,5				
		Чередование доломитов с известняками, с включениями ангидрита и гипса D_3fr	2040,5				
		Известняки глинистые с прослойками битуминозных сланцев D_3fr	2105,0				
		Переслаивание песчаников с аргиллитами (ранийские слои) D_3fr	2133,0	$\frac{2105,0}{273,3}$	Н. с.	$\frac{0,4}{242,0}$	117

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Алевролиты с прослоями песчаников C_{m}—D_{1}	2188,0				
			Песчаники с прослоями алевролитов C_{m}—D_{1}	2280,0	2188,0 / 337,3	2218—2223	0,1 / 312,0	118
25	Пермская обл., в 20 км восточнее ст. Щучье Озеро	235 / 67,0	Суглинок и глина со щебнем Q	5,0				
			Известняк доломитизированный, трещиноватый $P_{1}kg$	67,0	32,0 / 32,0	32—58	1,8 / 3,0	—
26	Пермская обл., пос. Октябрьский (Дороховская площадь)	334 / 2605,5	Известняк $P_{1}kg$	80,0				
			Известняк $P_{1}a$	440,0				
			Известняк кавернозно-пористый $P_{1}s$	860,0				
			Доломит и известняк C_{3}	983,0				
			Известняки и доломиты с включениями аргиллита и кремня $C_{2}m$	1250,0				
			Известняк с прослоями аргиллита $C_{2}m$	1311,0				
			Известняк пористо-кавернозный $C_{2}b$	1387,0				
			Переслаивание аргиллитов, известняков $C_{1}n$	1401,0				
			Известняк $C_{1}v$	1743,0				
			Песчаник с прослоями известняка, аргиллита и алевролита $C_{1}v$	1815,0	1743,0 / 344,3			

			Доломит и известняк C_1t	1926,0					
			Переслаивание доломита и битуминозного известняка (температура воды 35° С) D_3lm	2315,0	1926,0 / 364,3	Н. с.	1,9 / 212,0	–	
			Доломиты, известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники D_3fr	2388,0					
			Алевролит, аргиллит, доломит $Cm–D_1$	2605,5					
27	Пермская обл., д. Сажино	Н. с. / 66,7	Суглинок Q	2,3					
			Песчаник P_1kgk_5	37,5					
			Известняк P_1kgl_7	66,7	Н. с. / 51,8	51,8–66,7	1,7 / 0,5	98	
28	Пермская обл., в 10 км СВ д. Сухановки	Н. с. / 44,0	Песчаник известковистый с прослоями мергеля $C_3–P_5$	44,0	32,9 / 27,2	27–44	1,0 / 2,8	109	

Уральский бассейн грунтовых вод зон трещиноватости

29	Свердловская обл., в 18 км ЮЗ пос. Северного, долина р. Тошемки (Тошемское месторождение бокситов)	193 / 102,0	Глина с валунами известняка Q	1,9					
			Известняк темно-серый битуминозный, закарстованный, трещиноватый D_2e. Карстовая полость на глубине 27–28 м выполнена охристой глиной	69,0	Н. с. / 31,5	31,6–102	3,0 / 0,7 5,0 / 1,2	–	
			Известняк светло-серый с прослоями черного, трещиноватый, по трещинам ожелезненный D_2e	102,0					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
30	Свердловская обл., в 2,5 км южнее дос Полуночное (Южно-Березовское месторождение марганца)	117 / 65,0	Порфириты трещиноватые (в зоне тектонического разлом.) P_2	95,0	10,0	76–95	44,1 / 5,4	–
31	Свердловская обл., в 12 км ЮЗ г. Ивделя, в верховьях р. Лаксин, в 0,9 км от русла (Лаксинское месторождение бокситов)	190 / 209,7	Суглинок песчанистый Q	0,5				
			Известняк битуминозный, кремнистый, сильно трещиноватый до глубины 70 м, трещины открытые, ожелезненные, ниже – слабо трещиноватый D_2e	196,0	Н. с / 3,2	3–196	8,5 / 2,3 123 / 4,1	149
			Сланец известково-глинистый, с прослоями битуминозного известняка D_2e	202,5				
			Боксит D_2e	203,2				
			Известняк массивный, трещиноватый, ср/з D_2e	209,5	Н. с. / 4,2	203–209	5,0 / 8,1 10,6 / 21,2	–
32	Свердловская обл., в 4 км западнее г. Волчанска (западный борт транс-юрской депрессии)	233 / 84,0	Торф и глина вязкая Q	8,5				
			Известняк сильно трещиноватый D_2e^1	84,0	8,5 / 1,2	8,5–84	54,0 / 4,6	150
33	Свердловская обл., в 12 км севернее г. Серова	98 / 141,4	Галечник-речник Q	0,5				
			Аргиллит плотный P_{2s}	9,6				

			Серпентиниты и дуниты серпентинизированные, трещиноватые spD_{2-3}	143,4	12,0 / +2,0	12–143	29,8 / 8,0	231
34	Свердловская обл., в 4 км ЮЗ пос Воронцовка, в долине р Каквы	139 / 64,4	Суглинок Q	1,0				
			Известняк трещиноватый D_2e^1	30,5	11,5 / 7,0	11–64	48,5 / 1,3	171
			Порфирит хлоритизированный D_2e^1	38,1				
			Известняк трещиноватый D_2e^1	61,4				
35	Пермская обл., в 15 км северное пос Медведки, в долине р Койвы	385 / 11,6	Суглинок пылеватый с галькой и гравием Q	3,8				
			Валунно-галечные отложения кварцито-песчаников Q	7,6				
			Известняк темно-серый, мз, мраморизованный, сильно трещиноватый, закарстованный $O_{2-3}g$	11,6	Н. с. / 2,33	8–42	3,4 / 5,5	246
			Карст представлен мелкими кавернами и трещинами выщелачивания. Последние до глубины 30–32 м выполнены т/з песком					
36	Свердловская обл., в 2,7 км восточнее вершины г Качканар	500 / 182,0	Пироксенит трещиноватый $\tau_3S–D_1$	182,0	Н. с. / 19,6	19,6–182	0,6 / 15,0	232

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
37	Свердловская обл., в 7 км западнее пос. Нс, на берегу р. Нса	177 / 91,5	Глина плотная, вязкая, участками песчанистая с щебнем известняка Q	8,0				
			Известняк брекчиевидный, трещиноватый, по трещинам ожелезненный, со следами выщелачивания в виде мелких пор и кавери S_9l	91,5	Н. с. / 9,4	30–91	38,7 / 4,8	151
38	Свердловская обл., ст. Карелино	160 / 77,0	Глина бурая с обломками песчаника Pg_2^2	5,0				
			Чередование гранита трещиноватого, м/з и плагагранита порфировидного $\gamma P z_3$	77,0	8,0 / 1,6	8–77	2,4 / 10,3	208
39	Пермская обл., г. Гремячинск	316 / 286,3	Глина Q	4,5				
			Переслаивание песчаника с алевролитом и аргиллитом. Встречены пласты каменного угля hC_1	286,3	Н. с. / 49,5	101,8–286,3	0,7 / 1,0	–
40	Свердловская обл., в 10 км южнее г. Нижняя Тура, в долине р. Малая Именной, на борту триас-юрской депрессии	192 / 300,6	Глина плотная, вязкая Q	7,0				
			Конгломерат на глинистом цементе T_3–J_1	16,3				
			Известняк трещиноватый, закарстованный D_2e^1. Карстовые полости размером 0,3–0,9 м выполнены глиной	42,6	20,0 / 14,2	20–59	0,1 / 17,0	152

			Известняк брекчированный, трещины выполнены глиной D_2e_1	55,7					
			Известняк сильно закарстованный D_2e_1	66,7					
			Карст размером 0,5–3,0 *м* выполнен глиной						
			Известняк слабо трещиноватый, закарстованный D_2e_1. Трещины и карстовые полости размером от 0,1 до 1,5 *м* выполнены глинистым материалом	164,6	$\frac{20,0}{14,7}$	72–133	$\frac{0,9}{21,6}$	–	
			Известняк сильно трещиноватый, закарстованный D_2e_1 Трещины выполнены кальцитом и глинистым материалом, карстовые полости размером от 0,1 до 1,1 *м* – глиной Ниже 194 *м* – известняк брекчирован	210,6	$\frac{–}{14,4}$	72–210	$\frac{6,6}{5,4}$	153	
			Известняк неравномерно трещиноватый, участками брекчированный D_2e_1	300,6	$\frac{–}{14,0}$	210–300	$\frac{4,2}{18,5}$	154	
			Трещины преимущественно выполнены глиной						
41	Пермская обл., в 8 км ЮЗ пос. Сараны (пос. Вижай)	$\frac{399}{79,0}$	Суглинок Q	3,0					
			Элювий туфосланцев Mz–Kz	20,7					
			Туфосланцы сильно выветрелые Cmks	38,0	$\frac{38,0}{13,2}$	–	$\frac{1,5}{0,9}$	–	
			Туфосланцы слабо трещиноватые Cmks	79,0					

1	2	3	4	5	6	7	8	9
42	Пермская обл., пос. Теплая Гора, в долине р. Койвы	$\frac{20,0}{64,2}$	Песчано-глинистые отложения Q	5,9				
			Сланцы серицит-кварцевые, кварц-серицитовые и серицит-хлорит-кварцевые, трещиноватые в интервале 58–63 м сильно трещиноватые Pt_3-Cm_{H2}	64,2	$\frac{2,0}{+0,1}$	2–64	$\frac{2,8}{20,1}$	275
43	Свердловская обл., в 7 км ЮЗ г. Верхняя Тура, в долине р. Туры	$\frac{20,0}{31,3}$	Глины, галечник обломочный и угловатый с супесью и глиной Q	4,5				
			Щебенистый элювий M_2–K_2	5,8				
			Туфобрекчии андезит-базальтового состава, выветрелая, сильно трещиноватая S_2l	9,6	$\frac{\text{Н. с.}}{+0,2}$	6–10	$\frac{2,2}{2,2}$	–
			Туфобрекчии андезит-базальтового состава, сильно трещиноватая S_2l	25,5	$\frac{-}{+0,2}$	10–15	$\frac{2,3}{1,4}$	
					$\frac{-}{+0,2}$	14–20	$\frac{2,8}{1,2}$	
					$\frac{-}{+0,2}$	20–25	$\frac{2,0}{0,9}$	
			Порфирит с прожилками кварца S_2l	31,3	$\frac{-}{+0,2}$	25–31	$\frac{1,7}{2,2}$	172
44	Свердловская обл., в 6 км ЮВ г. Красноуральска, в долине р. Салды	$\frac{\text{Н. с.}}{77,8}$	Глина бурая, плотная, с глубины 2,9 м с обломками разрушенного порфирита Q	9,8				

			Порфирит сильно трещиноватый S_2^1	77,8	$\frac{\text{Н. с.}}{17,2}$	17–77,8	$\frac{1,1}{1,5}$	173
45	Свердловская обл., в 44 км СЗ г. Нижн. Тагила в долине р. Кликтин (приток р. Серебрянки)	$\frac{285}{146,3}$	Глина со щебнем Q	2,3				
			Доломит трещиноватый P_1b^1	50,2	$\frac{6,0}{1,2}$	6–146	$\frac{13,8}{2,8}$	281
			Карстовая полость, выполненная глиной P_1b^1	54,1				
			Известняк трещиноватый P_1b^1	74,3				
			Доломит трещиноватый, трещины выполнены глинистым материалом P_1b^1	146,3				
46	Свердловская обл., в 17 км СВ г. Нижн. Тагила, на водоразделе небольших рек	$\frac{204}{129,8}$	Глина Q	2,0				
			Порфирит выветрелый трещиноватый, грубо рассланцованный S_2^1	18,5	$\frac{3,3}{4,5}$	3–77	$\frac{0,5}{2,6}$	174
			Туфобрекчия альбитофира рассланцованная, трещиноватая S_2^1	41,7				
			Порфирит грубо рассланцованный, трещиноватый S_2^1	66,5				
			Туфопесчаник S_2^1	69,8				
			Порфирит S_2^1	76,8				
			Порфировид, окварцованный S_2^1	129,8				

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
47	Свердловская обл., в 4 км ЮЗ г. Нижн. Салда, на склоне долины р. Салды	Н. с. / 80,0	Глина, суглинок с обломками и валунами кварца Q	5,0				
			Сланец углисто-графитовый окварцованный, трещиноватый S_1ln	15,2	14,0 / 4,2	14–80	8,7 / 6,0	197
			Сланцы кремнистые, кварцевые, хлорит-серицитовые S_1ln	42,4				
			Переслаивание сланцев углистых и гнейсов S_1ln	73,0				
			Сланец кремнисто-хлорит-серицитовый, слабо трещиноватый S_1ln	80,0				
48	Свердловская обл., в 51 км западнее г. Нижн. Тагила, в долине р. Олений	35,5 / 76,0	Глина плотная с галькой кварцита Q	2,5				
			Сланец песчанистый, разрушенный до песчано-глинистого состояния Cm_1ks	18,0				
			Сланец кварц-хлорит-серицитовый сильно трещиноватый Cm_1ks	35,0	18,0 / 5,5	18–76	2,7 / 24,5; 2,4 / 20,5; 2,3 / 18,9	260
			Сланец серицит-кварц-хлоритовый с тонкими прослоями кварц-карбонатной породы, сильно трещиноватый Cm_1ks	47,5				

			Сланец углисто-серицит-кварцевый с множеством линз и прослоев кварцито-песчаника, кварца, разрушенный до состояния щебня Pt_1—$Cm^{1}s_{1-2}$	76,0					
49	Свердловская обл., в 36 км СЗ г. Алапаевска (ст. Ясашная)	Н. с. / 61,0	Глина слабо песчаная Q	3,4					
			Серпентинит трещиноватый, с глубины 43,9 до 49,6 м сильно разрушенный и перетертый spC_1	61,0	Н. с. / 12	3–61	6,0 / 7,2	233	
50	Свердловская обл., в 35 км западнее г. Ниж. Тагила, в долине р. Мал. Анюи	326 / 299,0	Глина Q	12,5					
			Известняк плитчатый, т/з, участками доломитизированный, кавернозный, до 17 м сильно трещиноватый, ниже — трещиноватый Pt_3kl	37,0	15,0 / 12,8	15–299	15,1 / 1,6	282	
			Известняк, т/з и м/з, массивный, плотный, участками плитчатый, трещиноватый, на глубине 41–54 и 59–71 м — сильно трещиноватый Pt_3kl	140,8					
			Сланец серицит-кварц-хлорит-карбонатный с прослоями известняка мраморизованного Pt_3kl	165,1					
			Известняк плитчатый, расслацованный, участками мраморизованный, с прослоями мраморов, реже сланцев кварц-хлоритовых, слабо трещиноватый Pt_3kl	299,0					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
51	Свердловская обл., в 58 км ЮЗ г. Ниж. Тагила (пос. Ekва), в долине р. Ekв	240 / 82,5	Глина плотная, щебень сланцев и песчаников Q	9,9				
			Песчаник алевритовый с тонкими прожилками кварца, трещиноватый C_{mas}	70,2	1,0 / 0,9	1–82	3,4 / 4,1	261
							7,5 / 10,8	
			Кварц жильный трещиноватый C_{mas}	82,5				
52	Свердловская обл., в 10 км севернее пос. Висима, в долине р. Смородинка (приток р. Межевая Утка)	206 / 127,3	Глина плотная, песчанистая, с прослойками м/з кварцевого песка Q	0,7				
			Известняк м/з, грубо рассланцованный, трещиноватый. Основная система трещин ориентирована согласно слоистости O_3–S	127,3	Н. с. / 0,8	13–106	12,1 / 6,0	247
53	Свердловская обл., в 6 км ЗЮЗ пос. Черноисточинска	Н. с. / 289,1	Габбро-диорит с ксенолитом известняка в зоне тектонического нарушения $vS–D_1$	289,1	Н. с. / 0,0	–	12,0 / 2,1	–
54	Свердловская обл., в 11 км севернее г. Невьянска	261 / 101,3	Глина, в основании с большим количеством крупных обломков серпентинита Q	4,0				
			Серпентинит, разбитый трещинами на отдельные обломки, spD_{2-3}	101,3	Н. с. / 1,8	4–101,3	15,0 / 3,4	294

55	Свердловская обл., пос. Нейво-Шайтанский, берег р. Нейвы	Н. с. / 70,7	Глина Q	5,0				
			Гравий трещиноватый, до глубины 19,0 м выветрелый γPz	70,7	Н. с / 0,7	8–70,7	5,0 / 14,5	209
56	Свердловская обл., в 8 км ЮВ г. Невьянска, на междуречье Нейвы и Режа	280 / 75,5	Суглинок делювиальный Q	1,2				
			Глинистый элювий сланцев Mz	11,8				
			Туф порфирита слабо трещиноватый S_1w	36,0				
			Порфирит рассланцованный, слабо трещиноватый S_1w	55,5	11,0 / 7,8	11–75	0,5 / 23,6	175
			Туф трещиноватый, по трещинам ожелезненный S_1w	75,5				
57	Свердловская обл., в 16 км севернее г. Артемовского, на водоразделе рек Режа и Бобровки	Н. с / 32,0	Глина жирная, внизу песчанистая Q	12,0				
			Брекчия осадочная (обломки кварца и ожелезненного кварцита) D_3	16,0				
			Эффузивная, сильно трещиноватая порода D_3	21,0	Н. с. / 13,7	14–32	2,8 / 2,1	176
			Сланец карбонат-хлорит-полевитовый D_3	32,0			5,1 / 4,1	
58	Свердловская обл., в 7 км Ю-ЮЗ с. Черемиска	Н. с. / 80,9	Серпентинит трещиноватый; в интервале 35,2–45,9 м слабо трещиноватый spD_{2-3}	80,9	1,1 / 1,0	7–57	6,2 / 10,5	235

1	2	3	4	5	6	7	8	9
59	Свердловская обл., в 18 км СЗ г. Режа	231 / 56,9	Глина Q	8,5				
			Гранит биотитовый γPz_3	56,9	Н. с. / 18,6	20–56,9	0,9 / 0,7	210
							2,5 / 2,1	
							3,9 / 5,8	
60	Свердловская обл., в 12 км СЗ г. Артемовского (ст. Красные Орлы), в долине р. Бобровки	181 / 110,0	Глина песчаная с обломками известняка Q	8,0				
			Глина структурная M_3	10,3				
			Известняк трещиноватый C_1t	110,0	10,9 / 10,9	11–110	98,4 / 2,9	155
61	Свердловская обл., в 6 км ЮЗ пос. Старопутинск	277 / 41,5	Суглинок с обломками известняка Q	0,9				
			Известняк трещиноватый C_{2+3}	24,4	Н. с. / 10,5	10,5–24,4	1,6 / 0,6	128
			Аргиллит известковистый, с глубины 31 м рассланцованный, перемятый C_{2+3}				3,4 / 2,0	
62	Свердловская обл., в 15 км З СЗ пос. Алтынай	179 / 39,0	Глина Q	0,7				
			Гранит-порфир $\gamma\delta C_1$	24,0	7,5 / 0,3	10–39	10,4 / 6,7	217

			Гранит трещиноватый $\gamma\delta C_1$	39,0				$\frac{8,2}{5,1}$	
63	Свердловская обл., в 2 км западнее пос. Новоуткинск	$\frac{281}{132,6}$	Аллювиальные отложения Q	8,3					
			Известняк м/з, массивного сложения, с глубины 88 м местами кавернозный, сильно трещиноватый и закарстованный Карстовые полости открытые или заполненные глиной C_1v	132,6	$\frac{2,5}{1,2}$	2,5–132,6	$\frac{115,4}{7,7}$		132
64	Свердловская обл., в 2,5 км восточнее г. Среднеуральска	$\frac{269}{92,2}$	Глина плотная, слабо песчанистая Q	3,0					
			Сланец кварц-эпидот-биотитовый выветрелый до состояния глины Mz	27,3					
			Сланцы кристаллические кварц-эпидот-биотитовые с прослоями амфиболитовых и кремнистых сланцев S_1ln	66,9	$\frac{\text{Н. с.}}{4,6}$	28–92	$\frac{26,1}{11,8}$		198
			Порфирит частью расланцованный, с прослоями кремнистой породы O_3	76,3			$\frac{33,5}{14,9}$		
			Сланец амфиболитовый трещиноватый O_3	82,2					
			Сланцы кристаллические кварц-эпидот-биотитовые с прослоями амфиболитовых сланцев O_3	92,2					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
65	Свердловская обл., в 9 км ЮЗ г. Билимбай, в долине р. Черемши (приток р. Чусовой)	279 / 165,5	Глина плотная с галькой и валунами кварца Q	3,0				
			Галечник сцементированный иловатой глиной, внизу валуны известняка alQ	18,0				
			Известняк мраморизованный, до 25 м сильно трещиноватый, ниже — трещиноватый O_3—S	165,5	Н. с. / 4,0	20—105	80,9 / 4,4	248
66	Свердловская обл., пос. Старо-Пышминск	260 / 50,0	Суглинок со щебнем Q	3,5				
			Серпентинит сильно трещиноватый spD_{2-3}	19,0				
			Дунит серпентинизированный, сильно трещиноватый spD_{2-3}	50,0	11,4 / 11,4	11,4—50	4,5 / 0,95	236
67	Свердловская обл., в 22 км СВ г. Свердловска (д. Сарапулка)	210 / 85,1	Глина плотная, с галькой и щебнем Q	3,2				
			Гравийно-галечные отложения и песок cr_3 alQ	15,3				
			Элювиальные глины слюдистые Mz	18,0				
			Гнейс биотитовый слабо трещиноватый, по трещинам ожелезненный Pz_1	28,3				

			Амфиболит сильно трещиноватый O_3–S_1m	50,6				
			Порода гранат-кварц-плагиоклазовая трещиноватая P_{z_1}	62,4	$\frac{3,7}{2,6}$	25–85	$\frac{2,5}{11,7}$	199
			Гранито-гнейсы биотитовые, слабо трещиноватые P_{z_1}	85,1				
68	Свердловская обл., в 15 км ЮЗ г. Асбеста	$\frac{192}{63,0}$	Суглинок с прослоями песка, супеси и галькиQ	4,0				
			Гранит разрушенный, сильно трещиноватый γP_{z_3}	10,0				
			Чередование гранитов с гранодиоритами, сильно трещиноватых γP_{z_3}	25,0				
			Сланец кристаллический, сильно трещиноватый S_1w	28,0				
			Гранодиорит трещиноватый $\gamma\delta P_{z_3}$	38,0				
			Диорит кварцевый трещиноватый, в интервале 39–42 *м* сланец хлоритовый трещиноватый, 48–52 *м* – гранодиорит б.с.	63,0	$\frac{0,5}{0,3}$ $\frac{-}{0,8}$	14–63	$\frac{21,6}{5,5}$ $\frac{10,2}{2,6}$	218
69	Свердловская обл., в 10 км южнее г. Свердловска, в долине правого притока р. Исети (Уктусская зона)	$\frac{254}{104,6}$	Глина плотная, песчанистая Q	2,0				
			Песок кварцевый к/з, глинистый Q	11,0	$\frac{3,0}{2,2}$	16–92	$\frac{21,7}{9,2}$	200

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Сланцы филлитовые (кварц-биот-эпидот-серицитовые, кварц-хлорит-актинолитовые), трещиноватые S_1–w	58,7				
			Порфирит метаморфизованный, трещиноватый S_1–w	63,3				
			Сланцы филлитовые, трещиноватые S_1–w	92,2				
			Порфирит с прожилками кварца, массивный S_1–w	104,6				
70	Свердловская обл., в 3 км от ст. Кольцово	Н. с. / 70,0	Дресва плагиогранита Mz	20,2	Н. с. / 5,0	22–70	10,5 / 7,4	219
			Плагиогранит трещиноватый в интервале 38,6–40,7 м гранодиорит $\gamma\delta Pz_3$	70,0				
71	Свердловская обл., в 6 км СВ пос. Бобровского	Н. с. / 71,2	Торф Q	1,2				
			Серпентинит слабовыветрелый, трещиноватый, в конце интервала плотный spD_{2-3}	71,2	Н. с. / 0,0	6–71,2	15,4 / 5,7	237
72	Свердловская обл., в 17 км СВ с. Покровское, в долине р. Каменки (приток Исети)	200 / 42,0	Глина жирная Q	4,0				
			Сланец очень выветрелый D_2	13,0				
			Диабаз крепкий, трещиноватый D_3	42,0	Н. с. / 15,5	15–42	1,0 / 20,5	177

73	Свердловская обл., курорт Нижние Серги	295 / 190,0	Глина с обломками известняка $delQ$	5,0					
			Известняк плотный, местами битуминозный и кавернозный, в начале и конце интервала разрушенный и трещиноватый D_2	190,0	172,0 / 27	172–188	7,5 / 1,7	337
74	Свердловская обл., в 9 км Ю-ЮЗ г. Няж. Серги	282 / 155,5	Гравийно-галечниковые отложения Q	24,0					
			Известняк рифогенный сильно трещиноватый, закарстованный D_3с	155,5	Н. с. / 2,2	36–155	46,9 / 2,2	139
75	Свердловская обл., в 19 км западнее г. Сысерти	Н. с. / 30,0	Гранодиорит трещиноватый, в интервалах 5–6 и 16–17 м пегматит, с глубины 17 м с жилами кварц-биотитовой породы $\gamma\delta P_2$	30,0	Н. с. / 0,1	Н. с.	2,8 / 10,0	220
76	Свердловская обл., г. Сысерть (быв. Быковский рудник)	333 / 170,0	Глина с обломками и мелкой полуокатанной галькой кварца и валунами бурого железняка Q	20,5					
			Глинистый элювий биотитовых сланцев Mz	37,0					
			Сланцы кварц-биотитовые выветрелые, ожелезненные S_1in	48,4					
			Сланцы биотитовые, гранато-слюдистые, кварц-биотитовые, трещиноватые, в интервале 76–125 м с тонкими прослойками мраморизованных известняков S_1in	170,0	66,2 / 9,8	66–170	12,0 / 22,3	201

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
77	Свердловская обл., в 14 км западнее с. Покровское (Шаловский дом отдыха), на высоком склоне долины р. Исети	200 / 80,8	Суглинок Q	3,0				
			Гранит-порфир трещиноватый Pz_3	14,2				
			Сланец кварц-серицитовый S_1w	15,0	н. с. / 17,2	14–80	2,5 / 14,3	178
			Гранит-порфир плотный расслацованный Pz_3	21,0			1,8 / 7,2	
			Сланец кварц-серицитовый трещиноватый, плотный S_1w	24,6				
			Гранит-порфир Pz_3	30,4				
			Сланец кварц-серицитовый, роговообманковый, трещиноватый S_1w	80,8				
78	Свердловская обл., в 17 км западнее г. Каменска-Уральского, на берегу оз. Бол. Сунгуль	200 / 60,0	Растительный слой Q	0,2				
			Песчаник выветрелый D_3fr	18,0				
			Известняк ср/з D_3fr	60,0	27,7 / 7,3	23–60	2,0 / 11,2	–
79	Свердловская обл., в 5 км СВ с. Тюбук	н. с. / 72,0	Суглинок со щебнем Q	8,0				
			Гранит разрушенный γPz_3	10,0				
			Гранит трещиноватый с прожилками кварца γPz_3	72,0	12,0 / 3,5	12–72	0,5 / 18,0	211

80	Свердловская обл., в 10 км ЮВ пос. Юго-Конево (с. Юшково), правобережье р. Синары	200 / 91,4	Суглинок плотный Q	1,5					
			Элювий порфирита, до глубины 6,2 м — глинистый, ниже — щебенистый M_z	8,5					
			Сланец зеленый трещиноватый S_1w	23,8	Н. с. / 3,8	11–91	1,1 / 12,9	179
			Порфирит слабо трещиноватый S_1w	91,4					
81	Свердловская обл., в 7 км СВ г. Верх. Уфалея	Н. с.	Серпентинит spD_{2-3}	Н. с.	Н. с. / 6,3	9–20	8,0 / 2,2		
					– / 0,6	9–27	10,0 / 3,7	288	
82	Челябинская обл., в 9 км севернее пос. Северного (Маукское месторождение меди)	320 / 44,0	Глина Q	1,0					
			Зеленый сланец карбонатизированный и окварцованный, сильно выветрелый и трещиноватый S_1w	9,4					
			Кварц жильный S_1w	11,8	3,1 / 0,9	3–44	12,4 / 2,2	202	
			Зеленый сланец карбонатизированный и окварцованный, трещиноватый S_1w	44,0					
83	Челябинская обл., в 19 км СВ г. Аргаяш (Худай-Бердинский совхоз), на междуречье Течи и ее притока — Зюзелки	200 / 55,1	Глина делювиальная песчаная Q	1,9					
			Конгломерат на известковом цементе Pg	2,5					
			Песок к/з, глинистый Pg	3,7					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Известняк плотный, трещиноватый, к концу интервала монолитный C_1v_2+n	33,9	II. с. / 4,5	4,5–44	6,4 / 6,8	156
			Песчаник известковистый, м/з, трещиноватый C_1v_2+n	40,8				
			Карстовая полость, выполненная песком р/з C_1v_2+n	43,9				
			Известняк плотный, окремненный, монолитный C_1v_2+n	55,1				
84	Челябинская обл., в 13 км ЮЗ пос. Куяшак, вблизи оз. Чеба-Куль (Течинское железорудное месторождение)	189 / 66,0	Глина песчаная Q	4,6				
			Песчаник кварцевый Pg_2^1	5,1				
			Глинистый эловий порфирита Mz	51,1				
			Известняк трещиноватый $S_2–D_1$	66,0	3,1 / 0,3	52–66	9,3 / 14,0	180
85	Челябинская обл., СВ окраина с. Муслюмово	185 / 82,8	Глина опоковидная с прослоями опок Pg_2^1	11,6				
			Перидотит незначительно серпентинизированный, слабо трещиноватый τ_1D_{2-3}	25,0	10,6 / 2,5	12–82,8	3,5 / 4,3	239
			Перидотит сильно серпентинизированный и трещиноватый τ_1D_{2-3}	70,0				

			Перидотит незначительно серпентинизированный, трещиноватый, к забою монолитный $\gamma_1 D_{2-3}$	82,8					
86	Челябинская обл., в 14 км западнее г. Аргаяш (с. Кузнецкое—МТС), вблизи озера	280 / 67,1	Глина делювиальная Q	0,5					
			Глинистый элювий хлорит-серицитовых сланцев $Mz—Kz$	15,3					
			Сланцы хлорит-серицитовые, трещиноватые, прорезанные жилой кварца (0,2 м), $S_1 n$	18,5					
			Элювий глинистый $Mz—Kz$	21,3					
			Сланцы хлорит-серицитовые, сильно трещиноватые, с 30 м — окварцованные, $S_1 n$	36,1	Н. с. / 11,3	17—67	3,4 / 4,2	203	
			Гранит-порфир жильный трещиноватый $S_1 n$	38,3					
			Порфирит пироксен-плагиоклазовый, карбонатизированный, слабо трещиноватый $S_1 n$	67,1					
87	Челябинская обл., в 13 км ЮВ г. Аргаяш (д. Камышинка), правобережье р. Зюзелги (приток р. Миасса)	280 / 103,0	Суглинок плотный Q	0,8					
			Глинистый элювий туфа порфирита Mz	26,3					
			Туф порфирита рассланцованный, трещиноватый D_2	44,8	9,0 / 8,7	25—103	3,7 / 11,2	181	
			Порфиритоид рассланцованный, участками трещиноватый D_2	73,6					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Перидотит трещиноватый D_2	76,5				
			Порфирит хлоритизированный, участками трещиноватый, с жилами кварца трещиноватого (0,2 м) D_2	103,0				
88	Челябинская обл., в 2,5 км севернее пос. Магнитка, в долине р. Кусы	385 / 80,0	Песок известковистый Q	11,0				
			Известняк разрушенный с прослойками глины Pt_3st	30,0	Н. с. / 6,5	30–80	34,0 / 6,3	286
			Известняк трещиноватый Pt_3st	39,0				
			Сланец хлорит-амфиболитовый, разрушенный Pt_3st	66,0				
			Известняк трещиноватый Pt_3st	80,0				
89	Челябинская обл., в 13 км западнее пос. Кулуево, на водоразделе рек Миасса и ее притока	325 / 75,0	Глина жирная с включением сланцев Q	19,0				
			Песчаник окварцованный S_1ln	31,0				
			Сланцы углисто-кремнистые, трещиноватые S_1ln	75,0	19,0 / 14,0	19–56	1,5 / 38,0	204
90	г. Челябинск	240 / 37,0	Супесь серая Q	2,0				
			Гранодиорит разрушенный $\gamma\delta P_{z_1}$	3,5	Н. с. / 2,0	2–57	6,0 / 6,0	222

			Гранодиорит среднезернистый, трещиноватый $\gamma\delta P_3$	57,0					
91	Челябинская обл., в 6 км СЗ г. Златоуста, склон долины р. Ая	419 / 60,0	Песок м/з Q	2,5					
			Суглинок со щебнем гнейсов Q	3,6					
			Кора выветривания гнейсов Mz	6,6					
			Гнейс Pt_3 *kv*	60,0	Н. с. / 6,0	6–60	0,6 / 6,6	301	
92	Челябинская обл., в 7 км СВ г. Сатка (Степное месторождение магнезита)	418 / 203,3	Глина охристая с обломками диабаза и бурого железняка Q	25,0					
			Диабазовый спилит участками выветрелый до глины Mz	40,3	Н. с. / 6,2	6–203	5,9 / 27	287	
			Доломит выветрелый Pt_3st	59,6					
			Переслаивание глин и доломитов Pt_3st	73,9					
			Доломит тонкополосчатый выветрелый (13,3 м), внизу м/з Pt_3st	100,6					
			Диабаз хлоритизированный, трещиноватый Pt_3st	112,9					
			Доломит м/з Pt_3st	203,3					
93	Челябинская обл., в 12 км к югу от г. Златоуста, в долине р. Мал. Бердяуша	462 / 65,4	Глина (0,6 м) и песок ср/з с гравием кварца Q	10,3					
			Мрамор ср/з окремненный Pt_3m_2	65,4	Н. с. / 2,2	11–65	0,7 / 10,5	292	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
94	Челябинская обл., в 1,5 км северное г. Чебаркуль	332 / 55,2	Песок к/з с галькой Q	10,8				
			Глина песчанистая с обломками и валунами гнейсов Q	16,0				
			Переслаивание кремнистых, актинолит-рогово-обманковых, хлоритовых и тальк-амфиболитовых сланцев, трещиноватых S_1	47,9	Н. с. / 3,2	21–33	7,0 / 9,9	205
			Серпентиниты spD_{2-3}	33,2				
95	Челябинская обл., в 21 км западнее пос. Новосинеглазовского	300 / 75,0	Гранит разрушенный до дресвы γPz_3	3,0				
			Гранит ср/з и к/з, трещиноватый γPz_3	75,0	Н. с. / 10,5	Н. с.	2,0 / 26,5	–
96	Челябинская обл., в 10 км северное пос. Первомайского (ст. Томино)	280 / 72,0	Суглинок со щебнем Q	29,5				
			Порфирит сильно трещиноватый (в зоне разлома) S_1	72,0	30,0 / 7,0	30–54	7,6 / 36,0	182
97	Челябинская обл., в 11 км ЮЗ г. Чебаркуль, на склоне возвышенности	369 / 92,0	Суглинок с примесью щебня Q	2,0				
			Глинистая дресва гранито-гнейсов Mz	9,0	Н. с. / 0,5	9–92	0,6 / 6,1	206
			Гранито-гнейс трещиноватый до 17,7 м, ниже – слабо трещиноватый, с прожилками кварца и пегматита O_3	92,0				

98	Челябинская обл., в 14 км восточнее с Травники	310 / 66,0	Серпентинит spD_{2-3}	66,0	Н. с. / 0,5	Н. с.	10,0 / 4,3	–
99	Челябинская обл., в г Бакал (рудник им ОГПУ), на ЮВ склоне хр Шуйда	641 / 78,9	Песчано-глинистые отложения с обломками кварцита Q	6,8				
			Кварцит плотный с песчано-глинистыми прослоями Pt_3zg	12,8				
			Кварцит разрушенный до обломочного материала и песка Pt_3zg	21,40	18,0 / Самоизлив 3 дсек	13–78	5,0 / 2,5	205
			Сланец глинистый, выветрелый, разрушенный Pt_3b	49,0				
			Сланец плотный Pt_3b	78,9				
100	Челябинская обл., в 28 км восточнее г. Бакал, в долине р Бол Сатки, вблизи оз Зюраткуль	710 / 43,2	Щебень и дресва сланцев и альбитофиров Q	2,5				
			Глинистый элювий сланца Mz	4,0				
			Сланец слюдисто-кварцевый тонкослоистый Pt_3kc	43,2	Н. с. / 1,6	4–43	0,5 / 3,6	208
101	Челябинская обл., в 5 км севернее г Катав-Ивановска, в долине р Катав	407 / 100,0	Щебень известковый Q	2,0				
			Известняк сильно разрушенный Pt_3kt	4,0				
			Известняк трещиноватый, с глубины 32 м – слабо трещиноватый, в основании участками значительно окварцованный Pt_3kt	100,0	3,0 / 2,6	4–100	42,8 / 9,9	288

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
102	Челябинская обл., в 14 км СЗ пос. Красногорского (у д. Красный Маяк), на междуречье Увельки и Сухарыша	234 / 92,5	Суглинок с песком (1 м) и супесь с галькой кварца и гравием Q	5,0				
			Известняк битуминозный, окремненный, трещиноватый, закарстованный. Карстовые пустоты размерами от 0,3 до 2,1 м выполнены глинисто-гравелистым материалом C_{II}	92,5	30,6 / 18,0	30–92	100,0 / 7,7	157
103	Челябинская обл., в 7 км севернее пос. Красногорский (пос. Ключи)	246 / 97,0	Суглинок Q	1,5				
			Известняк м/з мраморизованный, слабо битуминозный, сильно трещиноватый. В интервале 65,2–81 м известняк закарстован (зона разлома) C_1v_3	97,0	Н. с. / 1,2	9–97	28,2 / 5,5 38,8 / 7,5	158
104	Челябинская обл., в 13 км СЗ г. Южноуральска (д. Кабанка)	240 / 78,0	Песок м/з Q	11,0				
			Порфирит м/з плотный, слабо трещиноватый $C_1(s_2+v_1)$	78,0	Н. с. / 6,5	12–78	0,5 / 58,5	–
105	Челябинская обл., в 15 км Ю-ЮЗ с. Ниж. Кумляк	360 / 25,0	Суглинок со щебнем гранита Q	3,0				
			Гранит биотитовый м/з, трещиноватый γP_{Z_3}	25,0	Н. с. / 8,0	8–25	1,8 / 5,0	212

106	Челябинская обл., в 30 км СВ г. Верхнеуральска (пос Межозерный), в истоке р. Узельги (приток р Урала)	300 / 59,7	Глина песчанистая с галькой и обломками кремнистых пород Q	12,3					
			Туф порфирита трещиноватый D_3fr	21,1	18,8 / 18,8	36–50	0,6 / 0,2	183	
			Кремнистая порода, разрушенная до дресвы D_3fr	27,5					
			Чередование известняка трещиноватого с туфопесчаниками основного состава и туфобрекчиями известняка D_3fr	59,7					
107	Челябинская обл., в 20 км СВ пос Чесма, на склоне водораздела	Н. с. / 60,0	Сапролит глинистый Mz–Kz	22,0					
			Песчаник к/з на известковистом цементе, слабо разрушенный D_3fm	43,0					
			Порфирит D_2	60,0	Н. с. / 8,0	22–60	0,8 / 37,0	184	
108	Челябинская обл., в 6 км СЗ г. Верхнеуральска, в долине р. Урала	Н. с. / 82,0	Глина слабо песчаная Q	16,4					
			Глинистый элювий с включением щебня порфирита Mz–Kz	19,4					
			Песчаник серого цвета разрушенный D_3fm	37,8					
			Песчаник слабо трещиноватый D_3fm (в зоне тектонического разлома)	82,0	Н. с. / 7,55	58–82	4,8 / 11,2	141	

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
109	Челябинская обл., в 24 км ЮВ г. Верхне-Уральска	Н. с. / 35,4	Глина песчаная Q	16,2				
			Гранодиорит $\gamma\delta P z_{2-3}$	35,4	Н. с. / 3,4	16–35,4	3,7 / 3,2	223
110	Челябинская обл., пос. Чесма	Н. с. / 82,0	Суглинок, глина Q	7,3				
			Дресва и щебень гранитов $\gamma P z_3$	48,8	Н. с. / 9,5	Н. с.	1,0 / 16,2	213
			Гранит трещиноватый $\gamma P z_3$	82,0				
111	Челябинская обл., в 15 км СВ пос. Чесма	Н. с. / 39,2	Глина Q	11,2				
			Гранит разгнейсованный, м/з, сильно трещиноватый $\gamma P z_3$	39,2	Н. с. / 4,4	»	8,7 / 5,4	214
112	Челябинская обл., в 13 км ЮЗ пос. Арсинского, на склоне долины р. Гумбейки	Н. с. / 75,5	Глина плотная Q	15,2				
			Песчано-щебенистые отложения, в основании – глина черная, плотная Q	23,5				
			Кора выветривания порфирита Mz	34,4				
			Порфирит трещиноватый, ожелезненный $D_3 e_1 - g$	75,5	Н. с. / 15,5	35–75	1,4 / 5,2	185
					Н. с. / 15,5		2,3 / 11,2	
113	Челябинская обл., в 12 км севернее г. Магнитогорска (пос. Верхне-Кизильский), в долине р. Урала	Н. с. / 90,3	Глина плотная Q	2,0				
			Песок м/з (5,3 м) и галечно-гравийные отложения alQ	9,0				

			Порфирит плагиоклазовый миндалекаменный, трещиноватый C_1t_2–v	46,0	Н. с. / 1,3	9–90	23,3 / 4,1	186
			Переслаивание порфиритов и их туфов преимущественно грубо обломочных, трещиноватых до глубины 51 м, ниже — массивных C_1t_2–v	90,3				
114	Челябинская обл., в 3 км СЗ пос. Агапово, в долине р. Урала	343 / 32,3	Супесь и песчано-гравийные отложения Q	16,0				
			Известняк C_1v_3	52,3	Н. с. / 2,0	19–52	17,1 / 1,7	–
115	Челябинская обл., в 18 км восточнее г. Магнитогорска, на водоразделе рек Гумбейки и ее притока	426 / 71,4	Суглинок и глина плотная, слабо песчаная Q	26,7				
			Яшмы, яшмоиды, вверху выветрелые, разрушенные, внизу — плотные, трещиноватые. Трещиноватость к забою затухает D_2e–g	71,4	Н. с. / 8,0	27–71	3,7 / 7,0	207
116	Челябинская обл., в 30 км ЮВ пос. Фершампенуаз	Н. с. / 42,7	Песчано-глинистые отложения Q	3,5				
			Кора выветривания гранита Mz	7,0				
			Гранит и гранит-аплит γP_2	42,7	Н. с. / 3,0	Н. с.	0,8 / 6,0	215
117	Челябинская обл., в 8 км южнее пос. Агаповки (пос. Харьковский), на склоне водораздела	339 / 71,0	Суглинок и песок Q	12,2				
			Туфы кислых эффузивов, липаритов и кератофиров C_1v_{2-3}	33,0	Н. с. / 3,2	13–71	1,6 / 21,2	–

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Диабаз C_1v_{2-3}	66,2				
			Кератофир C_1v_{2-3}	71,0				
118	Челябинская обл., в 17 км южнее пос Балканы, в долине р Бахты	3,0 / 72,0	Суглинок Q	7,2				
			Песок к/з aIQ	12,5				
			Порфирит трещиноватый S_2l_2–D_1	72,0	Н. с. / 4,0	13–72	6,9 / 3,6	187
119	Челябинская обл., в 24 км СВ пос Кацбахского (д Алексеевка), в верховье р Куйсак (приток Знгенки)	Н. с / 43,0	В зоне контакта Джабык-Каргайского гранитного массива с каменноугольными известняками C_1t_2–v_1 и силурийскими сланцами	43,0	Н. с.	–	7,8 / 35,0	–
120	Челябинская обл., в 15 км ЮВ пос Янгельского, на склоне водораздела	39,5 / 61,8	Порфир выветрелый, трещиноватый C_1v_{2-3}	26,0				
			Туф кислого состава C_1v_1	27,2	Н. с. / 28,0	4–61	0,4 / 2,7	188
			Габбро-диорит слабо трещиноватый C_1v_1	39,7				
			Туф базальтовый плотный, слабо трещиноватый C_1v_1	61,8				
121	Челябинская обл., в 13 км ЮЗ г Карталы (около пос Красный Яр), на водоразделе рек Сухия и Карталы-Аят	30,8 / 94,0	Суглинок и глина плотная, жирная Q	9,0				
			Глинистый элювий сланца талькохлоритового Mz	64,0	64,0 / 18,0	25–94	0,7 / 53,6	

			Сланец кварц-серицитовый с прослойками хлорит-кварцевого Pz_1	94,0					
122	Челябинская обл., г. Карталы, в долине р. Каратал-Аят, в 2 км от русла	304 / 80,0	Песок р/з гравелистый с линзами и прослоями глины, суглинка и супеси Q	14,0					
			Гравий с обломками известняка a|Q	17,0					
			Песок р/з гравелистый с обломками известняка, с прослоем глины мощностью до 1 м a|Q	24,0					
			Известняк, до глубины 34 м разрушенный до щебня, ниже — плотный, трещиноватый S_2	80,0	5,6 / 5,6	24–80	10,0 / >30,0	159	
123	Челябинская обл., в 7 км СЗ пос. Кацбахского, на берегу р. Зингейки	359 / 50,0	Глина плотная Q	14,8					
			Порфирит трещиноватый, в основании плотный (вблизи контакта с серпентинитами) C_1v_{2-3}	50,0	Н. с. / 7,0	15–50	5,0 / 13,0	–	
124	Челябинская обл., в 12 км СЗ пос. Неплюевки, на водоразделе рек Сухая и Ак-Мулла	398 / 67,3	Суглинок лессовидный Q	0,8					
			Сланец хлорит-серицитовый C_1t_2—v_1. В верхней части разреза выветрелый, в нижней — окварцованный, плотный, трещиноватый	67,3	Н. с. / 5,2	5–62	0,2 / 16,9	–	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
125	Челябинская обл., в 8 км южнее г. Карталы, на водоразделе рек	327 / 102,8	Глина (3,0 м) и суглинок Q_{2-3}	17,7				
			Конгломерат полимиктовый C_2	102,8	17,7 / 7,4	20–102	2,0 / 24,5	142
126	Челябинская обл., в 16 км СВ пос. Обручевки, на водоразделе рек Ильясовки и Кипчака	358 / 81,0	Глинистый элювий с включением щебенки известняка Mz	4,0				
			Известняк плотный, битуминозный, окремненный C_1v_3	7,3				
			Известняк плотный, трещиноватый C_1v_3	81,0	Н. с. / 26,3	26–81	0,1 / 15,4	160
127	Челябинская обл., в 12 км СВ пос. Полоцкого, в верховье р. Кайракты	370 / 80,7	Суглинок (4,5 м) и глина плотная Q	30,4				
			Сланец углисто-глинистый крепкий вблизи известняков $C_1t_2+v_1$	80,7	Н. с. / 10,3	33–80	4,8 / 11,2	143
							5,0 / 14,4	
128	Челябинская обл., в 18 км ЮВ пос. Обручевки, на водоразделе рек Амамбайки и Кайракты	343 / 81,0	Суглинок плотный Q	9,9				
			Глина плотная (элювий порфирита) Mz	22,7				
			Порфирит, с глубины 33,8 м скважиновый, трещиноватый D_3f	81,0	Н. с. / 2,0	34–81	0,01 / 37,4	189
129	Челябинская обл., в 12 км ЮВ пос. Полоцкого (пос. Новинки), на водоразделе рек Бол. Караганки и ее притока	379 / 79,9	Песок Q	2,2				
			Известняк мраморизованный, слабо трещиноватый, с глубины 60 м — монолитный, плотный, крепкий C_1v_3	79,9	Н. с. / 18,3	12–79	0,007 / 11,0	161

130	Челябинская обл., в 14 км ЮВ пос. Полюцкого, в 50 м от русла р. Караганки	347 / 81,7	Суглинок со щебнем Q	2,0				
			Известняк мраморизованный, м/з, трещиноватый, закарстованный. Размер карстовых пустот от 1,2 до 5 м C_1v_3	41,9	Н. с. / 5,5	5–91	12,6 / 2,3	144
			Сланцы серицит-глинистые, филлитовидные, карбонатизированные C_1v_3	81,7				
131	Челябинская обл., в 24 км восточнее пос. Могутовского, на водоразделе рек Карагайлы-Аят и Камыслы-Аят	338 / 91,5	Суглинок Q	2,0				
			Глинистый элювий Mz	29,7				
			Сланец кремнисто-глинистый C_1v_2	39,0	29,7 / 25,2	34–91	0,6 / 11,5	145
			Чередование сланцев: углисто-глинистого (8–29 м) и хлорит-кварцевого актинолитового (3–4 м) C_1v_2	91,6				
132	Челябинская обл., в 14 км севернее пос. Ершовского, в долине р. Бол. Караганки	300 / 59,5	Суглинок Q	4,1				
			Порфирит трещиноватый, ожелезненный (в зоне разлома) $C_1t_2+v_1$	59,5	Н. с. / 8,8	9–59	3,8 / 8,2	190
133	Челябинская обл., в 21 км южнее пос. Полоцкого, в долине притока р. Бол. Караганки	Н. с. / 70,1	Песчано-глинистые отложения Q	5,0				
			Глина Mz–Kz	9,5				
			Диабаз и диабазовый порфирит (в зоне разлома) C_1v_1	70,1	Н. с. / 5,4	10–70	8,0 / 16,8	–

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
134	Челябинская обл., в 22 км севернее г. Бреды, на водоразделе рек Камысаль-Аят и Сынтасты (Гулинское месторождение)	Н. с. / 128,9	Суглинок Q	3,5				
			Глина пестроцветная N_1	13,5				
			Глинистый элювий серпентинита Mz	33,8	Н. с. / 32,4	32–128,9	4,5 / 0,6	—
			Серпентинит плотный spC_1	59,0			5,4 / 0,8	
			Обломки известняка и серпентинита C_1	63,0				
			Серпентинит spC_1	71,0				
			Валунные отложения C_1	81,5				
			Глина карстовая C_1	91,3				
			Известняк и глина карстовая C_1v_3+n	107,0				
			Известняк C_1v_3+n	128,9				
135	Челябинская обл., в 36 км к СВ от г. Бреды	Н. с. / 82,4	Глина Q	7,6				
			Песчано-глинистые породы коры выветривания гранитов Mz	22,5				
			Щебень гранита Mz	26,9				
			Гранит γPz_3	69,8				
			Измененная порода (зона контакта гранитов с серпентинитами) Pz_3	74,2				
			Граниты участками разгнейсованные γPz_3	82,4	Н. с. / 9,0	Н. с.	0,8 / 24,9	216

136	Челябинская обл., в 24 км СЗ г. Бреды (пос. Буденновка), на берегу притока р. Сынтасты	Н. с. / 39,8	Глина Q	13,0					
			Кора выветривания песчаника M_2–K_2	18,8					
			Песчаник плотный, трещиноватый C_2v_1	39,8	Н. с. / 4,10	19–39	0,5 / 2,1		146

Тобольский артезианский бассейн

137	Свердловская обл., в 50 км СВ пос. Северного, берег р. Пелыма (пос. Юрта Сабянина)	146 / 915,0	Песок m_3^3 с прослоями песчанистой глины Q	20,0					
			Глина зеленовато-серая с линзами и гнездами алевролита $P_{g_3}^3$–$P_{g_3}^1$	120,0					
			Диатомит с прослойками диатомовых глин $P_{g_2}^2$	200,0					
			Опока алевритистая, крепкая $P_{g_2}^1$	335,0					
			Глина темно-серая P_{g_1}	390,0					
			Глина серая C_2еп–ср	570,0					
			Аргиллит серый с прослоями известняка C_2^1	590,0					
			Алевролит глинистый с тонкими прослоями аргиллита, реже известняка и сидерита C_1st	625,0					
			Аргиллит с тонкими прослойками известняка и сидерита C_1^2a	710,0					
			Аргиллит с прослоями песчаника и алевролита, внизу переслаивание аргиллита, песчаника и алевролита C_1ap	815,0	–	710–712	0,7 / Самоизлив		49
						778–790			50

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Переслаивание аргиллитов, песчаников и алевролитов C_2h+b	880,0				
			Каолинизированные и хлоритизированные глинистые породы T	895,0				
			Жильная выветрелая порода, по составу близкая к диориту Pz	915,0		850–912		69
138	Свердловская обл., в 14 км С-СВ д. Городок, берег р. Пелыма	$\frac{55}{1110,0}$	Суглинок, пески и алевриты с пачкой гравийно-галечного материала Q	35,0				
			Глина диатомовая $P_{g_3}^3$	90,0				
			Диатомит глинистый $P_{g_3}^2$	150,0				
			Опока и глина опоковидная $P_{g_3}^1$	185,0				
			В верхней части свиты чередование глины с алевритами и песчаниками, ниже – глина $C_2m–d–P_{g_1}$	270,0				
			Глины, опока глинистая, песчаник и алевролит опоковидный $C_2cn–cp$	425,0				
			Глина алевритистая, слабо известковистая C_2t	440,0				

			Чередование алевролита слабо сцементированного с алевролитом известковистым и известняком глинистым C_1-cm	540,0				
			Глина алевритистая C_1-al	660,0				
			Алевролиты глинистые, участками известковистые и глины алевритистые C_1-h–ir	930,0	791–793 / Самоизлив	791–793	0,5 / Самоизлив	51
			Чередование аргиллитов с алевролитами C_1-v	985,0				
			Песчаники с известковистым цементом J_3	1040,0	986–993 / Самоизлив	991–993	3,4 / Самоизлив	70
					1030–1034 / Самоизлив	1030–1034	2,0 / Самоизлив	
			Туфобрекчия базальтовых порфиритов P_2–T_1	1110,0				
139	Свердловская обл., в 9 км СВ г. Серова, берег р. Сосьвы	74 / 254,0	Глина и слабоводоносный песчаник Q	53,0				
			Глина опоковидная и опока Pg_2	203,0				
			Песчаник глауконитовый рыхлый C_3-m	223,0				
			Песчано-глинистая толща C_1	254,0	– / +21,0	203–223	1,9 / 3,4	37
140	Свердловская обл., с. Гари	86 / 500,0	Суглинок Q	9,0				
			Диатомит плотный Pg_2^2	41,0				
			Опока Pg_2^1	68,0	41,0 / 0,0	41–83	4,6 / Самоизлив	6

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Песчаник опоковидный Pg_3^1	83,0				
			Глина опоковидная, темно-серая, в основании песок Pg_1	114,0				
			Глина зеленовато-серая плотная Cr_2	225,0				
			Аргиллит опоковидный Cr_2	260,0				
			Песчаник глауконит-кварцевый Cr_2	300,0				
			Аргиллит алевритовый Cr_1	312,0	312,0 / Самоизлив	312–340	0,2 / Самоизлив	–
			Песок p/з Cr_1	340,0				
			Аргиллит тонкослоистый Cr_1	353,0				
			Песок p/з Cr_1	370,0	353,0 / Самоизлив	353–370	0,3 / Самоизлив	52
			Аргиллит тонкослоистый Cr_1	430,0				
			Песок м/з Cr_1	475,0	430,0 / Самоизлив	430–475	7,1 / Самоизлив	53
			Аргиллит тонкоплитчатый Cr_1	500,0				
141	Свердловская обл., в 48 км ЮВ с. Пелым (с. Кузнецово), берег р. Тавды	Н. с. / 950,7	Глина иловатая, песчанистая Q	10,0				
			Глина трепеловидная и диатомит Pg_2	86,0				

			Глина опоковидная и опока P_{g_2}	140,3					
			Алевролит и аргиллит P_{g_1}	205,0					
			Аргиллит C_1cp+m	265,0					
			Аргиллит опоковидный C_1st	415,0					
			Аргиллит C_1t+cn	430,0					
			Алевролит и аргиллит с прослоями песков и песчаников C_1cm	573,0					
			Аргиллит с тонкими прослоями алевролитов и песка C_1a	628,0		620–622	0,4 / 40,0	54
			Чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников, песков и глин C_1ap	882,0		710–718	0,2 / 10,0	55
						808–836	16,2 / 40,0	56
						843–877	6,5 / 34,0	57
			Диабаз P_z	916,0				
			Гранит γP_z	950,7				
142	Свердловская обл., с. Андрюшино	10 / 454,0	Глина бурая Q	5,0					
			Глина зеленовато-серая с остатками обуглившихся растений, в основании песок $P_{g_3}^2$	14,0					
			Глина диатомитовая и диатомит $P_{g_3}^2–P_{g_3}^1$	61,0					
			Опока трещиноватая $P_{g_3}^1$	100,0	61,0 / Самоизлив	61–100	32,0 / Самоизлив	7	

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Глина спековидная, плотная Pg_1	150,0				
			Глина Cr_2	242,0				
			Аргиллит спековидный Cr_2	293,0				
			Песчаник глауконит-кварцевый Cr_2	316,0				
			Аргиллит алевритовый Cr_1	352,0				
			Песок м/з Cr_1	373,0	352,0 / Самоизлив	352–382	1,5 / Самоизлив	58
			Аргиллит алевритовый Cr_1	390,0				
			Песок м/з Cr_1	450,0	390,0 / Самоизлив	390–450	5,0 / Самоизлив	59
			Аргиллит тонкослоистый Cr_1	464,0				
143	Свердловская обл., пос. Чар	84 / 358,0	Суглинок комковатый Q	4,8				
			Диатомит Pg_2^{sn3}	10,7				
			Опока, участками алевритистая Pg_2^1	37,8	14,5 / Самоизлив	11–37,8	43,0 / Самоизлив	8
			Аргиллит бейделлитовый Pg_1	128,5				
			Песчаник глауконит-кварцевый на глинистом цементе Pg_1	184,5				
			Аргиллиты Cr_2	205,0				

144	Свердловская обл., в 19 км СЗ д. Унже-Паинской, берег р. Таволы	75 / 700,0	Переслаивание глин, алевролитов и аргиллитов C_{T_1}	321,0					
			Белик глинистый Mz	328,0					
			Известняк доломитизированный C_{t_1}	358,0					
			Супеси и суглинки Q	16,0					
			Диатомиты Pg_3^2	101,0					
			Опоки Pg_3^1	178,0					
			Глина серая и темно-серая, опоковидная Pg	243,0					
			Глина алевритистая и известковистая $C_{T_3}n-d$	310,0					
			Алевриты и песчаники с кремнистым цементом $C_{T_3}e-ср$	420,0	– / +40,0		Незначительный / Самоизлив		
			Глина алевритистая $C_{T_2}t$	440,0					
			Переслаивание глин с алевритом и алевролитом с прослоями глинистого известняка $C_{T_2}sm$	521,0	– / +38,2	458–459	Незначительный / Самоизлив		38
			Глины с прослоями алевролита, известняка и сидерита $C_{T_2}al$	619,0	– / +39,0	615–625	10,5 / Самоизлив		60
			Глины, алевриты и песчаники с прослоями известняка $C_{T_2}ap$	682,0					
			Граниты γPz	700,0		682–700	–		71

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
145	Свердловская обл., в 15 км ЮЗ с. Четкарино	150 / 218,8	Суглинок Q	5,0				
			Глина зеленовато-серая с прослойками песка Pg_3^1	18,0				
			Глина диатомитовая Pg_3^{2-3}	56,3				
			Опока крепкая трещиноватая Pg_3^1	75,0	56,3 / 17,3	56,3–93	8,7 / 4,4	9
			Песчаник глауконит-кварцевый Pg_3^1	93,0				
			Аргиллит плотный Pg_1	131,4				
			Глина мергелистая Cr_3^{cp-d}	151,5				
			Песчаник глауконит-кварцевый Cr_2	176,0	151,5 / 7,8	151,5–176	0,2 / 25,4	39
			Глина бейделлитовая Cr_3^d	213,0				
			Аргиллиты слоистые с растительными остатками Cr_3^{cp}	218,8				
146	Свердловская обл., в 8 км ЮЗ с. Махнево, берег р. Тагила	140 / 61,1	Глина с обломками опоки Q	5,0				
			Песок кварцевый Q	10,0				
			Алевролит слоистый Pg_2	11,0				
			Песчаник кварц-глауконитовый на кремнистом цементе Pg_2	31,6				

			Переслаивание алевролитов с кварц-глауконитовыми песчаниками C_{T_2}	42,0				
			Песок к/з C_{T_2}	50,0	42,0 / Самоизлив	42–50	0,9 / 30,5	40
			Алевролит C_{T_2}	61,1				
147	Свердловская обл., в 11 км СЗ г. Тавды	90 / 78,5	Суглинок и глина Q	21,0				
			Песок кварцевый P_{g_3}	32,0				
			Глина песчаная P_{g_3}	38,0				
			Песок м/з P_{g_3}	48,0	38,0 / 13,7	38–48	1,8 / 3,0	1
			Глина с прослоями песка P_{g_3}	78,5				
148	Свердловская обл., в 5 км СЗ с. Благовещенское	Н. с. / 47,6	Суглинок плотный Q	4,5				
			Глина трепеловидная $P_{g_2^2}$	35,2				
			Опока окремненная $P_{g_2^1}$	47,6	— / 4,0	35,2–47	2,0 / 1,0	10
149	Свердловская обл., в 17 км ЮВ г. Туринска	Н. с. / 85,0	Глина Q	3,0				
			Песок с гравием Q	15,0				
			Глина опоковидная $P_{g_2^2}$	45,0				
			Опока $P_{g_2^1}$	85,0	45,0 / 5,0	45–85	1,3 / 0,0	11
150	Свердловская обл., в 9 км СЗ г. Ирбита	72 / 70,3	Глина опоковидная $P_{g_2^2}$	25,0				
			Опока трещиноватая, в основании песчаник $P_{g_2^1}$	50,0	25,0 / +0,5	25–49	36,1 / 9,2	12
			Аргиллит P_{g_1}	70,3				

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
151	Свердловская обл., в 18 км В-ЮВ г. Ирбита, берег р. Ницы	100 / 80,0	Глина Q	4,0				
			Песок м/з Q	18,0				
			Глина плотная Pg_3^2	44,0				
			Опока трещиноватая Pg_3^1	80,0	44,0 / +1,0	41–80	1,5 / Самоизлив	13
152	Свердловская обл., в 12 км ЮВ с. Байкалово	110 / 161,0	Суглинок Q	4,0				
			Глина серовато-зеленая Pg_3^2–Pg_3^1	99,0				
			Опока трещиноватая с прослойками опоковидной глины Pg_3^1	161,0	99,0 / 6,5	99–161	1,2 / 0,5	14
153	Свердловская обл., в 15 км СВ пос. Тугулым (д. Малышева)	II с. / 1196,0	Песок с прослоями глины Pg_3^{2+3}	43,0				
			Глина с прослоями песка Pg_3^2–Pg_3^1	169,0				
			Глина опоковидная Pg_3^2	202,0				
			Опока песчанистая Pg_3^1	255,0				
			Переслаивание песчаника, песка м/з и глины Pg_2^1	482,0				
			Опока глинистая с включением песка Pg_1	525,0				
			Переслаивание песка с глиной C_1	740,0		643–658	0,3 / Самоизлив	41

			Песок кварцевый, в основании толщи с прослоями алевролита и глины C_T	843,0		777–802	$\frac{7,1}{23,6}$	61
						826–842	$\frac{0,7}{23,0}$	62
			Песчаники полимиктовые и кварцевые с прослоями слюдистых алевритов и сланцев C_T	985,0		855–861	$\frac{1,4}{19,4}$	63
						877–881		
			Переслаивание алевритов, песчаников, сланцев C_T	1090,0			$\frac{0,03}{\text{Самоизлив}}$	64
			Сланец кварц-серицитовый Pz	1196,0				
134	Свердловская обл., в 5 км СВ г. Талицы, пос. Маян	$\frac{71}{538,4}$	Песок аллювиальный p_3^2, в основании галечник Q	14,5				
			Глина зеленоватая $Pg_3^3–Pg_3^1$	16,0				
			Глина диатомовая Pg_3^2	40,0				
			Опока с прослоями опоковой глины и опоковых песчаников Pg_3^1	140,3	$\frac{53,3}{\text{Самоизлив}}$	33,3–22	–	15
			Глина с прослоями сидерита и т/з песка Pg_1	213,0				
			Аргиллиты, пески, песчаники с глауконитом, в основании конгломерат $C_2m–d$	347,0	$\frac{236,5}{\text{Самоизлив}}$		–	–
					$\frac{304,0}{\text{Самоизлив}}$		$\frac{1,0}{\text{Н. с.}}$	–
			Аргиллиты, глины и пески p_3 C_2m	390,0	$\frac{373,0}{\text{Самоизлив}}$	375–390	$\frac{10,0}{\text{Н. с.}}$	42

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Глина C_1ap+al	450,0				
			Песок ср/з и м/з C_1ap+al	459,0	450,0 / Самоизлив	450–459	45,0 / Н. с.	65
			Глина C_1ap+al	470,0				
			Песок ср/з C_1ap+al	474,0	470,0 / Самоизлив	470–474		
			Глина C_1ap+al	480,0	480,0 / Самоизлив			
			Песок C_1ap+al	485,0				
			Кора выветривания T–J	510,0	510,0 / Самоизлив		22,0 / Н. с.	
			Песчаник туфогенный Pz	538,4				
155	Свердловская обл., в 8 км ЮВ г. Камышлова	83 / 183,4	Песок аллювиальный, к/з Q	2,0				
			Опока трещиноватая Pg_2^1	28,0	8,9 / Самоизлив	8,9–28	11,0 / Самоизлив	16
			Глина опоковидная Pg_1	58,0				
			Глина мергелистая C_2	76,0				
			Песок м/з C_2	87,0				
			Песчаник глауконитовый C_2	102,0	– / Самоизлив	–	7,0 / Самоизлив	–
			Глина плотная C_2	120,0				
			Каолин-кварцевая порода с галькой и валунами кварца C_1	123,0				
			Песок к/з C_1	128,0				

			Сланцы кварц-серицитовые Pz	182,4					
156	Курганская обл., с. Шатрово	110 / 189,5	Песок, супесь и глина Pg_3^{2-3}–Q	30,0					
			Глина зеленовато-серая с прослойками и линзами песка Pg_3^3–Pg_3^1	105,0					
			Глина диатомитовая с прослойками алевролита Pg_2^2	146,0	143,0 / Н. с.				—
			Опока трещиноватая Pg_2^1	169,9	151,6 / 3,0	152–169,9	0,8 / 67,0	17	
157	Курганская обл., в 22 км С-СВ с. Белозерское	70 / 161,3	Суглинки, глины, пески Q	6,0					
			Глина зеленовато-серая с прослойками кварцевого песка Pg_3^3–Pg_3^1	58,9					
			Глина опоковидная с прослоями м/з песчаника Pg_2^2	115,0					
			Опока кремнистая, трещиноватая, в основании толщи с прослоями глины Pg_2^1	158,0	115,0 / 4,0	115–158	6,7 / 24,1	18	
			Глина темно-серая Pg_1	161,3					
158	Курганская обл., с. Каназин	110 / 180,3	Супесь, суглинок, песок Q	41,0					
			Глина серая, опоковидная Pg_2^2	60,0					
			Опока трещиноватая Pg_2^1	100,0	60,0 / 23,0	60–100	1,1 / 0,5	19	
			Глина трепеловидная Pg_2^1	150,0					
			Аргиллит Pg_1	180,3					

1	2	3	4
159	Курганская обл., в 29 *км* ЮЗ г. Далматово, берег р. Течи	$\frac{110}{183{,}3}$	Песок кварцевый p/з Q Песок кварц-глауконитовый, т/з N Глина диатомовая Pg_2^2 Опока трещиноватая Pg_2^1 Песчаник кварц-глауконитовый, переслаивающийся с аргиллитами Pg_1 Глина мергелистая $Cr_2cp—d$ Песчаники кварц-глауконитовые на кремнистом и глинистом цементе, местами переслаивающиеся с глинами Cr_2 Белик глинисто-щебенистый Cr_1ap Липарит кварцевый выветрелый $P_2—T_1$
160	Курганская обл., к югу *от* г. Шадринска	$\frac{80}{356{,}4}$	Глина Q Диатомит Pg_2^2 Опока с прослоями глины и диатомитов Pg_2^1 Аргиллит Pg_1 Мергель $Cr_2m—d$

Продолжение приложения 2

5	6	7	8	9
3,0 14,0				
45,6 57,2	$\frac{45,6}{+0,34}$	46—90	$\frac{46,2}{18,7}$	20
111,0				
116,0 164,0	$\frac{116,0}{+1,8}$	116—164	$\frac{59,5}{15,2}$	43
169,0 183,3				
15,0 41,7 105,8				
139,8	$\frac{110,0}{1,2}$			
240,4				

			Переслаивание аргиллитов и алевролитов. Встречаются отдельные прослои опок Cr_2	328,0	250,0 / 12,0 / 256,0 / Самоизлив				
			Алевролит с прослоями сидерита и песчаника Cr_{1-2}	356,4	347,9 / Самоизлив	345–356	1,6 / 10,0	44	
161	Курганская обл., в 12 км В-СВ с. Чаши	142 / 195,0	Глина песчанистая Q	16,0					
			Песок пылеватый, глинистый N	24,0					
			Глина зеленая с прослойками $т^3_3$ песка, с включениями марказита Pg_2^3–Pg_3^1	116,0					
			Трепел Pg_3^2	169,4					
			Опока трещиноватая с прослоями глины и трепела Pg_3^1	195,0	169,4 / 10,5	169,4–191	0,4 / 62,9	21	
162	Курганская обл., в 20 км ЮВ д. Мокрousово	135 / 51,0	Суглинок Q	1,0					
			Песок слоистый N	2,0					
			Суглинок N	5,0					
			Глина пестроцветная, слоистая, опесоченная с известковистыми конкрециями N	10,0					
			Глина вязкая Pg_3^{2-3}	17,0					
			Песок кварц-глауконитовый, м/з, слоистый, местами глинистый Pg_3^{2-1}	47,0	17,0 / 4,0	34–47	0,7 / 11,0	2	
			Глина пестроцветная, слоистая Pg_3^1–Pg_1	51,0					

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
163	Курганская обл., в 20 км западнее с. Батурино	150 / 97,0	Суглинок Q	9,0				
			Глина зеленовато-серая, с прослойками м/з кварцевого песка Pg_3	39,0				
			Трепел Pg_2^2	71,0				
			Опока серая с прослойками трепелов Pg_2^1	97,0	71,0 / 7,9	71–97	10,0 / 15,8	22
164	Курганская обл., в 13 км ЮВ с. Нижне-Петропавловское	153 / 186,3	Суглинок и песок Q	7,5				
			Глина диатомовая Pg_2^2	28,0				
			Опока трещиноватая Pg_2^1	54,0	28,0 / 2,0	28–54	12,0 / 10,4	23
			Аргиллит Pg_1	97,0				
			Глина мергелистая Cr_2m-d	120,2				
			Песчаник глауконит-кварцевый, трещиноватый Cr_2cn-st	160,0	120,2 / 15,6	120–160	7,2 / 8,0	45
			Кора выветривания серицитовых сланцев T–J	169,8				
			Сланцы серицитовые Pz	186,3				
165	Курганская обл., д. Колос, в 36 км СВ с. Лебяжье	135 / 43,0	Суглинок Q	1,0				
			Глина слоистая, ожелезненная N_{1-2}	12,0				
			Алеврит Pg_3^{2-3}	27,0				

			Песок кварцевый, м/з, местами глинистый Pg_3^{2-3}	36,0	27,0 / 4,0	27–36	0,6 / 11,0	3
			Алеврит Pg_3^{2-3}	43,0				
166	Курганская обл., с. Варлаково	90 / 110,0	Суглинок Q	5,0				
			Песок кварцевый, р/з Pg_3^{2-3}	16,0				
			Трепел Pg_2^2	49,0				
			Опока трещиноватая с прослоями трепелов Pg_2^1	110,0	49,0 / 5,5	49–59 64–84	2,6 / 0,2	24
167	Челябинская обл., в 12 км западнее с. Бродокалмак	164 / 170,5	Делювиальная глина и суглинок Q	4,2				
			Глина опоковидная и диатомит Pg_2^2	9,2				
			Опока крепкая и песчаник кварц-глауконитовый, трещиноватые с прослоями опоковидной глины Pg_2^1	41,6	Н. с. / 0,4	9,2–51	5,2 / 2,7	25
			Песчаник кварц-глауконитовый, трещиноватый, с прослоями опоковидной глины Pg_1	60,2				
			Чередование мергелей и глины мергелистой Cr_2	75,6				
			Песчаник кварц-глауконитовый, трещиноватый, выветрелый Cr_2	82,4	85,4 / +2,5			
			Песок кварц-глауконитовый, м/з Cr_{1-2}	95,6	87,0 / Самоизлив	85–96,6	3,7 / 21,3	46

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Песчаник м/з, карбонатизированный C_{T_1-2}	96,6				
			Переслаивание известняков, песчаников и конгломератов на известковом цементе, местами выветрелых и трещиноватых P_2	170,5	—	119–170,5	$\frac{20,8}{9,5}$	72
168	Курганская обл., в 8 км Ю-ЮВ с. Введенское	$\frac{80}{330,0}$	Суглинок плотный Q	10,0				
			Глина зеленовато-серая $P_{g_3^2}-P_{g_3^1}$	45,0				
			Глина опоковидная $P_{g_2^2}$	73,7				
			Опока темно-серая, слабо окремненная $P_{g_2^1}$	89,0	$\frac{74,0}{72}$	74–91	$\frac{27}{4,5}$	26
			Песчаник кварцевый, окремненный, трещиноватый $P_{g_1^2}$	91,0				
			Глина жирная, с прослойками песка P_{g_1}	116,8				
			Глина серая $C_{3}m-d$	205,0				
			Аргиллит местами песчанистый $C_{3}ср$	306,5				
			Глина $C_{3}ср$	321,8				
			Песчаник кварцевый $C_{3}ср$	329,7	$\frac{320,7}{\text{Самонлив}}$	329,7–330	$\frac{3,5}{-12,5}$	47
			Песок кварцевый $C_{3}m-sl$	330,0				

169	Курганская обл., с. Лебяжье	142/206,0	Суглинок с., глина с известковистыми стяжениями и прослоями песка Q	20,0					
			Глина с прослоями песка N	27,0					
			Песок серый пылеватый, с прослоями глины Pg_2^{2-3}	36,0					
			Глина сине-зеленая с включением гнезд и прослоев песка и песчаника и гнезд карказита $Pg_2^3-Pg_3^1$	122,0					
			Глина опоковая, запесоченная Pg_3^{2-}	154,0					
			Опока трещиноватая Pg_3^1	190,0	154,0/7,8	154–190	0,5/43,6	27	
			Глина темно-серая Pg_1	203,0					
170	Курганская обл., в 5 км северное г. Петухово	137/928,4	Глина известковистая N	27					
			Глина песчанистая с прослоями м/з песка Pg_3	154,0					
			Диатомит Pg_2^2	176,0					
			Переслаивание опоки алевритистой с алевритом и песчаником глауконит кварцевых Pg_1	232,2					
			Аргиллит бедделитовый Pg_1	248,0					
			Песок кварцевый, р/з с глауконитом C_2^3m	257,5					
			Мергель алевритистый C_2^3m	327,3					

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Глина C_3m	341,4				
			Песчаник м/з и р/з, кварцевый с глауконитом и тонкими прослоями алевритистой опоки C_3m	365,5				
			Аргиллит алевритистый C_3cn-cm	431,0				
			Опока с прослоями кварц-глауконитового песчаника C_3cn-cm	463,2				
			Глина с прослоями аргиллита, местами запесоченная C_3cn-cm	638,0				
			Переслаивание кварцевых, р/з песков с песчанистыми глинами и песчаником C_1an+al	704,6				
			Гравелит с глинисто-песчаным цементом C_1an+al	716,6	Н. с. / 4,3	703–716	0,6 / 43,7	66
			Глина карбонатизированная, с редкими прослоями песка и песчаника C_1an+al	900,8				
			Гравий кварцевый разнообломочный C_1an+al	928,4	Н. с. / 11,1	900–928	2,7 / 24,9	67

171	Курганская обл., в 20 км С-СВ ст. Щучье	155 / 89,6	Глина Q	6,0				
			Глина Pg_3^2–Pg_3^1	46,0				
			Глина опоковидная Pg_3^2	87,0				
			Опока трещиноватая, кремнистая Pg_3^1	89,6	II. с.	74–89,6	2,3 / 18,3	28
172	Курганская обл., в 18 км СЗ с. Долговка	170 / 133,6	Супесь Q	3,0				
			Песок с прослойками глины Q	20,0				
			Глина зеленовато-серая с прослойками песка Pg_3^2–Pg_3^1	82,0				
			Трепел Pg_3^2	107,0				
			Опока трещиноватая с прослойками опоковидной глины Pg_3^1	133,6	107,0 / 4,2	107–133,6	0,5 / 59,8	29
173	Курганская обл., в 18 км ЮЗ с. Щучье (курорт Озеро Горькое)	Н. с. / 270,7	Суглинок бурый Q	0,9				
			Песок кварцевый, м/з с прослоями глины Pg_3^2	15,9		0,9–15		4
			Глина голубовато-серая с прослойками м/з кварцевого песка Pg_3^2	56,0				
			Опока трещиноватая Pg_3^1	114,1	104,8 / 6,9	56–132	1,0 / 1,6	30

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Песчаник кварцевый, м/з с опоко-кремнистым цементом, трещиноватый Pg_3^2	132,1			1,8 / 3,1	
			Глина с тонкими прослоями песка Pg_3	135,6				
			Мергель с включением зерен глауконита C_3gm-d	184,0	184,0 / 12,4	184–255	0,4 / 18,7	48
							0,7 / 37,4	
			Песчаник кварцевый, м/з с опоко-галечным цементом, с прослоями аргиллитов и глин C_{1-2}	255,4				
			Сапролит основных эффузивных пород Pz	270,7				
174	Курганская обл., в 35 км ЮВ с. Шумихи	175 / 146,0	Суглинок Q	1,0				
			Глина Pg_3^2	21,0				
			Глина тонкослоистая $Pg_3^2–Pg_3^1$	70,0				
			Опока с прослоями опоковидной глины Pg_3^1	146,0	91,0 / 8,2	91–146	1,7 / 32,9	31
175	Курганская обл., в 43 км ЮВ г. Кургана	82 / 87,0	Песок м/з, супесь и суглинок Q	19,0				
			Опока с прослоями опоковидной глины и песчаника Pg_3^1	87,0	22,0 / 9,0	22–87	11,5 / 3,2	32

176	Курганская обл., в 15 км ЮВ с. Половинное	15/43,0	Суглинок Q	3,0					
			Глина с прослойками кварцевого песка N	18,0					
			Глина с растительными остатками P_3^{tv}	27,0					
			Песок т/з. пылеватый (плывун) P_3^{tv3}	36,0	27,0/6,4	27–36	1,2/6,4	1	
			Глина с прослоями песков P_3^{tv3-s}	43,0					
177	Курганская обл., в 7 км ЮВ с. Бол. Султаново	200/104,0	Суглинки Q	1,0					
			Песок м/з с прослоями глины P_3^{s}	23,0					
			Глина P_3^{s}–P_3^{l}	33,0					
			Глина опоковидная, с редкими прослоями опоки P_3^{o}	58,0					
			Опока с прослоями глин P_3^{l}	90,0	58,0/7,5	58–90	0,4/25,6	33	
			Глина темно-серая P_3^{l}	104,0					
178	Курганская обл., в 32 км В-ЮВ с. Бол. Султаново	180/115,5	Суглинок Q	7,0					
			Глина с прослоями песка P_3^{s}–P_3^{l}	50,0					
			Песчаник м/з и т/з с прослоями опоковидной глины P_3^{o}	73,8	50,0/9,3		0,04/30,0		
			Опока трещиноватая с глубины 94,1 м P_3^{l}	115,5	73,9/–	94,1–115,5	1,3/6,5	34	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
179	Курганская обл., в 20 км ЮЗ с. Заманилки	175 / 127,7	Суглинок Q	1,0				
			Песок кварцевый с прослоями глины Pg_3^2	12,0				
			Глина серовато-зеленая Pg_3^2–Pg_3^1	39,0				
			Глина опоковидная Pg_2^2	93,0				
			Опока кремнистая, трещиноватая с прослоями песчаника кварц-глауконитового Pg_2^1	126,0	98,0 / 5,5	93–126	6,1 / Н. с.	35
			Глина Pg_1	127,7				
180	Курганская обл., в 6 км З-СЗ с. Звериноголовского	89 / 310,0	Песок с/з кварцевый Q	21,6				
			Трепел Pg_2^2	58,2				
			Песчаник глауконит-кварцевый с узорчатой текстурой Pg_2^1	78,6				
			Глина с гнездами и линзами глауконит-кварцевого алеврита Pg_1	88,0				
			Мергель и аргиллит с конкрециями марказита Cr_2	21,5				
			Опока Cr_2	295,8				

			Песчаник ч/з и т/з, кварц-глауконитовый на кремнистом и глинистом цементе Cr_2	254,5				
			Аргиллит, в основании — глина Cr_{1-2}	302,3				
			Песок р/з, кварцевый Cr_1	310,7	302,3 / Фонтанирует	302,3–310,7	50,0 / Н. с.	68
181	Курганская обл., в 20 км западнее с. Усть-Уйского	160 / 110,0	Суглинок Q	2,0				
			Глина N	13,0				
			Песок м/з N	14,0				
			Глина Pg_2^3–Pg_3^1	40,0				
			Глина опоковидная Pg_3^1	61,0				
			Опока трещиноватая с прослоями опоковидных глин Pg_3^1	110,0	62,0 / 29,4	61–104	2,5 / 14,8	36
182	Челябинская обл., в 17 км СВ с. Кареи	217 / 100,4	Песок кварцевый, р/з N	4,7				
			Глина опоковидная Pg_3^1	38,8				
			Опока трещиноватая с прослоями опоковидной глины Pg_3^1	100,4	– / 3,6	34–100,4	8,0 / 8,9	4

КАТАЛОГ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ВОДЫ ИЗ ОПОРНЫХ РОДНИКОВ И СКВАЖИН, ВЫНЕСЕННЫХ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКУЮ КАРТУ УРАЛА МАСШТАБА 1:1 000 000

Каталог составлен по водоносным горизонтам и комплексам в порядке их стратиграфической последовательности (от молодых к древним) для каждого гидрогеологического региона. Порядковый номер анализов в графе 1 каталога соответствует номерам анализов, указанным в графе 7 каталога родников и графе 9 каталога скважин. В тех случаях, когда содержание в воде отдельных компонентов, а также сухой остаток и жесткость анализом прямо не определялись, а вычислялись косвенно, перед соответствующими данными поставлены цифры от 1 до 8, они обозначают следующее:

1 – вычисленная сумма минеральных веществ;
2 – общая жесткость приведена по сумме мг-экв кальция и магния;
3 – содержание HCO_3 дано по разности;
4 – содержание HCO_3 дано по карбонатной жесткости;
5 – карбонатная жесткость дана по содержанию HCO_3;
6 – содержание $Na+K$ вычислено по разности;
7 – содержание микрокомпонентов дано в процентах к сухому остатку;
8 – вычисленный сухой остаток.

№ п/п	Наименование водопунктов по карте и каталогу, год отбора пробы	pH / Окисляемость, мг/л O_2	Сухой остаток, мг/л / Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв: общая / карбонатная	Содержание основных компонентов: мг/л, мг-экв, мг-экв %						Содержание второстепенных элементов, мг/л
					Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Тобольский артезианский бассейн											
Водоносные комплексы отложений неогена и среднего–верхнего олигоцена – Pg_3^{2-3}–N											
1	Скв. 147, 1959	6,8 / 1,9	186,0 / 5	1,9 / 1,9	7,1 0,20 5	4,5 0,09 3	200,5 3,45 92	40,5 1,76 48	21,0 1,05 28	10,5 0,86 24	NH_4^+–1,0
2	Скв. 162, 1958	7,0 / 9,8	13192,0 / Н. с.	100,2 / 96,3	6326,4 178,36 81	1683,0 35,04 16	384,3 6,30 3	2789,3 119,10 54	1224,4 61,10 28	480,0 39,50 18	
3	Скв. 165, 1958	7,0 / 1,5	872,0 / Н. с.	10,6 / 10,3	187,6 5,28 30	107,8 2,24 12	628,3 10,30 58	164,9 7,17 41	72,5 3,62 20	84,5 6,95 39	NO_3^-–0,1; NH_4^+–1,5
4	Скв. 173, н. с.	Н. с.	357,6 / Н. с.	3,4 / 3,4	30,6 1,12 19	66,0 1,37 3	281,2 4,60 78	56,8 2,47 42	30,5 1,52 26	23,1 1,90 32	

5	Скв. 176, 1959	Н. с.	1356,0 / 5	212,2 / 52,8	540,1 15,48 68	221,3 4,60 20	85,4 2,80 12	231,6 10,77 47	127,0 6,34 28	71,0 5,83 25	NH_4^+–10,8; Fe^{2+}–1,2

Водоносный горизонт отложений палеоцена—нижнего эоцена (серпская и талицкая свиты) – Pg_2^1, Pg_1

6	Скв. 140, н. с.	Н. с.	382,0 / 5,2	5,2 / 4,6	7,5 0,21 3	33,7 0,70 10	366,0 6,00 87	144,5 6,28 91	8,0 0,40 6	2,8 0,23 3	SiO_2 24,0
7	Скв. 142, н. с.	Н. с.	618,0 / 6,6	30,5 / 0,5	72,3 2,03 23	46,9 0,97 11	353,8 5,79 66	190,2 8,27 94	5,5 0,27 3	3,2 0,25 3	NO_3^-–0,3; SiO_2–23,2
8	Скв. 143, н. с.	6,3 / Н. с.	1270,5 / 3	3,6 / 3,6	5,7 0,16 3	36,2 0,75 15	253,2 4,15 82	32,0 1,30 28	38,5 1,92 39	20,4 1,63 33	NH_4^+–2,1
9	Скв. 145, 1962	7,6 / Н. с.	998,0 / Н. с.	2,3 / 2,3	161,0 4,54 28	106,9 2,23 14	573,4 9,40 58	315,6 13,72 85	27,1 1,35 9	12,0 0,99 6	NH_4^+–2,1
10	Скв. 148, 1960	7,4 / 7,9	602,0 / Н. с.	4,5 / 4,5	18,2 0,51 4	3,2 0,07 1	652,7 10,70 95	152,4 6,63 59	45,7 2,28 21	27,5 2,26 20	NH_4^+–2,01
11	Скв. 149, 1956	7,4 / 4,4	1621,6 / Н. с.	7,2 / 6,0	59,2 1,67 19	47,7 0,99 12	365,4 5,39 69	34,0 1,48 17	71,6 3,58 41	43,7 3,59 42	
12	Скв. 150, 1960	7,2 / 4,3	415,0 / 6	5,6 / 5,6	18,4 0,52 6	17,7 0,37 5	451,4 7,40 89	55,2 2,40 30	50,5 2,52 32	37,0 3,04 38	NH_4^+–6,0; F^-–0,08; Zn–0,01; Pb и Cu—нет
13	Скв. 151, 1956	7,5 / 2,6	1722,9 / Н. с.	3,7 / 3,7	13,8 0,31 2	493,8 10,29 46	719,2 11,79 52	431,9 18,78 84	49,2 2,46 11	15,0 1,23 5	

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
14	Скв 152, 1957	7,5 / 25,9	1166,9 / Н. с	4,5 / 4,5	657,4 18,54 72	4,1 0,09 —	438,0 7,18 28	490,4 21,32 83	47,0 2,35 9	26,0 2,14 8	
15	Скв. 154, 1949	Н. с.	3757,8 / Н. с.	47,1 / 3,8	1149,6 32,42 55	1120,9 23,35 39	288,7 3,75 6	1205,9 32,40 88	129,4 6,44 11	7,6 0,62 1	
16	Скв, 155, 1949	»	1568,2 / 7,4	2,4 / 2,4	536,1 15,12 64	93,0 1,93 8	410,5 6,73 28	491,3 21,36 90	19,8 0,99 4	17,5 1,43 6	
17	Скв 156, 1955	7,0 / 14,5	4308,0 / Н с	10,1 / 4,5	2366,7 66,64 94	Нет	274,5 4,50 6	1405,3 61,10 86	102,0 5,09 7	61,4 5,05 7	NH_4^+–0,4, NO_2^-–6,0
18	Скв. 157, 1956	7,9 / 11,4	4535,0 / Н. с	10,5 / 3,9	2671,8 78,33 95	»	237,9 3,90 5	1577,1 68,60 87	1105,0 5,24 6	61,4 5,30 7	NO_2^-–0,02, Fe^{2+}–0,10, Fe^{3+}–0,90, F^-–0,20
19	Скв, 158, 1956	3,1 / 9,2	3000,0 / Н. с.	7,4 / 7,4	1521,4 42,90 90	32,1 0,67 1	265,4 4,35 9	932,0 39,32 84	75,5 3,77 8	44,1 3,63 8	NO_2^- – 0,04; NH_4^+–22,0
20	Скв 159, 1962	8,1 / 3,2	956,0 / Н. с	4,0 / 4,0	100,4 2,83 19	288,1 6,00 40	375,2 6,15 41	250,7 10,80 73	41,1 2,00 13	24,0 2,00 14	NO_2^-–0,01, NO_3^-–2,4, NH_4^+–2,4, CO_3^{2-}–13,5; F^-–0,5
21	Скв 161, 1957	7,6 / 12,6	4110,0 / Н с	10,4 / 3,7	2264,3 63,79 95	2,9 0,06 —	222,7 3,65 5	1308,7 56,90 85	85,4 4,26 6	74,0 6,03 9	NO_2^-–4,3, Fe^{2+}–0,1, NH_4^+–9,60
22	Скв. 163, 1957	7,9 / 12,8	3448,0 / Н. с.	21,4 / 3,9	1915,6 53,96 88	169,5 3,53 6	237,9 3,90 6	914,9 39,78 65	181,0 9,03 15	150,8 12,40 20	NO_2^- –0,07, Fe^{2+}–1,0; Fe^{3+} –0,4; NH_4^+–2,10

23	Скв. 161, 1963	7,0 / 5,5	962,0 / Н. с.	6,7 / 6,7	88,6 2,50 15	220,4 4,59 28	579,7 9,50 57	225,9 3,82 60	71,1 3,55 21	38,6 3,18 19	NH_4^+–0,8; F^-–0,68
24	Скв. 166, 1958	7,5 / 11,9	1775,0 / Н. с.	2,5 / Н. с.	553,3 15,59 53	316,9 6,60 22	454,5 7,45 25	629,3 26,97 92	24,1 1,20 4	15,7 1,29 4	NO_2^-–0,12; NH_4^+–3,90
25	Скв. 167, 1957	8,2 / 4,8	647,0 / 2	36,2 / 6,0	76,3 2,15 13	151,4 3,15 28	368,0 5,95 53	116,2 5,05 45	74,2 3,70 35	30,8 2,53 22	NO_2^-–1,2; F^-–0,96
26	Скв. 168, 1910	7,5 / 5,2	2245,0 / Н. с.	4,5 / 4,5	937,9 26,42 67	202,2 4,21 11	533,1 8,74 22	799,3 34,75 88	37,1 1,85 5	33,8 2,77 7	CO_2–15,4; Fe^{3+}–0,1; NH_4^+–0,7
27	Скв. 169, 1957	7,3 / 11,7	5132,0 / Н. с.	14,3 / 4,5	2580,3 72,89 94	2,9 0,06 –	271,5 4,45 6	1431,0 62,22 82	140,4 7,01 9	88,2 7,25 9	NO_2^-–18,0; NO_3^-–1,60; Fe^{3+}–0,1; NH_4^+–20,0;
28	Скв. 171, 1958	8,3 / 3,4	1180,0 / Н. с.	2,2 / 2,2	214,2 6,03 33	341,6 7,11 38	329,4 5,40 29	383,4 16,67 88	21,3 1,06 6	13,4 1,10 6	NO_2^-–1,2; Fe^{2+}–0,1; Fe^{3+}–0,60; NH_4^+–1,0; CO_3^{2-}–10,5; F^-–0,18
29	Скв. 172, 1957	8,4 / 6,8	840,0 / Н. с.	1,1 / 1,1	271,8 7,66 58	38,3 0,80 6	292,8 4,90 36	282,3 12,71 92	11,1 0,55 4	7,1 0,58 4	NO_2^-–2,40; NH_4^+–0,90 Fe^{3+}–0,4
30	Скв. 173, 1948	Н. с.	3715,0 / Н. с.	18,1 / 3,0	1580,0 44,60 76	506,9 10,54 18	181,2 2,97 6	849,1 38,22 67	201,6 10,08 18	96,0 7,94 15	
31	Скв. 174, 1956	7,8 / 9,2	6581,0 / Н. с.	43,2 / 4,4	3541,5 99,76 87	307,0 10,56 9	265,4 4,35 4	1642,7 71,42 62	472,5 23,58 21	228,7 19,63 17	NO_2^-–0,03; NO_3^-–0,8; Fe^{3+}–0,15; NH_4^+–0,08
32	Скв. 175, 1956	7,8 / 2,8	1513,0 / Н. с.	5,6 / 5,6	262,5 7,39 29	477,3 9,94 39	485,0 7,95 32	448,9 19,56 78	56,8 2,83 11	33,7 2,77 11	NO_2^-–0,45; Fe^{3+}–0,2; NH_4^+–2,4

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
33	Скв. 177, 1956	7,3 / 3,3	1500,0 / Н. с.	9,9 / 2,7	391,0 16,65 65	293,8 6,12 24	163,2 2,68 11	362,4 15,32 61	105,5 5,26 21	56,7 4,66 18	Fe^{2+}–0,2; Fe^{3+}–0,6 NH_4^+–3,0
34	Скв. 178, н. с.	Н. с.	6621,0 / Н. с.	38,9 / 3,0	2341,0 66,00 50	2011,7 41,90 38	181,8 2,98 3	1646,0 71,30 64	413,0 20,60 19	224,0 18,40 17	CO_3^{2-}–2,97
35	Скв. 179, 1955	7,8 / 9,0	1669,0 / Н. с.	5,4 / 2,6	751,2 21,16 76	201,6 4,20 15	158,6 2,60 9	515,9 22,43 81	56,8 2,83 10	30,9 2,54 9	NO_3^-–0,16; Fe^{3+}–0,10; NH_4^+–2,86
36	Скв. 181, 1956	7,7 / 8,2	5380,0 / Н. с.	28,9 / 6,1	1331,8 37,52 44	1075,2 41,12 49	369,1 6,05 7	1273,7 55,51 66	258,1 14,88 17	171,0 14,06 17	Fe^{3+}–0,1; NH_4^+–4,2; F^-–1,1

Водоносный комплекс отложений верхнего – нижнего мела (раньинская, славгородская, мысовская, синарская и алапаевская свиты) – Cr_{1-2}

37	Скв. 139, 1961	8,2 / 3,9	829,7 / 6	30,7 / 0,7	130,1 3,67 32	106,3 2,23 20	335,5 5,50 48	245,9 10,60 94	7,4 0,37 3	4,5 0,37 3	NO_3^-–0,02; NO_3^-–2,0
38	Скв. 141, 1959	Н. с.	16060 / 35	24,6 / 4,0	8054,1 227,26 98	Нет	244,0 4,00 2	4750,0 206,57 89	324,7 16,70 7	102,9 8,41 4	NO_3^-–0,01; Fe^{2+}–1,0; Fe^{3+}–0,5; NH_4^+–22,5; Br–13,09; J–12,95; SiO_3–0,8
39	Скв. 145, 1963	7,6 / 5,3	816,0 / Н. с.	0,8 / 0,8	273,0 7,70 54	19,3 0,40 3	339,2 6,05 43	307,5 13,32 94	9,4 0,47 3	4,5 0,37 3	NO_3^-–0,04; Fe^{3+}–0,1; NH_4^+–1,5; CO_3^{2-}–4,5; F–0,81
40	Скв. 146, 1956	8,2 / 5,0	967,9 / 5	21,8 / 1,8	90,5 2,55 16	307,4 6,40 42	340,5 6,40 42	312,1 13,57 85	22,7 0,67 7	8,2 0,67 5	NO_3^-–3,0; NH_4^+–0,9; CO_3^{2-}–27,0; As–0,01; Cu–0,28; Zn–0,1; Pb–0,10

41	Скв. 153, н. с.	7,4 / Н. с.	111706,0 / Н. с.	24,6 / 3,4	7020,0 198,00 98	2,0 0,01 –	207,0 3,39 2	4076,0 177,30 88	321,0 16,02 8	104,0 8,55 4	NH_4^+–9,0; J–4,0; Br–25,0
42	Скв. 154, 1949	Н. с. / 32,8	8297,8 / Н. с.	19,1 / 5,1	5538,9 155,92 97	28,0 0,58 –	306,2 5,02 3	3276,1 142,44 88	203,0 10,15 6	108, 8,93 6	
43	Скв. 159, 1963	7,1 / 2,6	820,5 / Н. с.	1,3 / 1,3	226,9 6,40 38	Нет	640,5 10,50 62	358,7 15,60 93	11,2 0,56 3	06 8,71 1	NO_2^-–0,5; Fe^{3+}–0,1; NH_4^+–0,7
44	Скв. 160, н. с.	Н. с.	15004,7 / Н. с.	4,4 / 4,4	2464,1 60,49 86	19,3 0,40 –	688,1 11,28 14	1766,2 76,76 95	36,0 1,80 2	31,0 2,58 3	
45	Скв. 164, н. с.	7,4 / 1,0	760,0 / Н. с.	2,4 / 2,4	197,1 5,40 42	116,0 2,42 19	302,0 4,95 39	298,3 10,35 81	24,7 1,23 10	14,4 1,18 9	
46	Скв. 167, 1956	8,4 / 3,6	1450,0 / 3	*10,3 / *6,4	277,1 7,81 32	194,6 10,30 42	390,4 6,40 25	319,2 13,88 58	147,3 7,35 30	36,2 2,98 12	Fe^{2+}–0,10; NH_4^+–5,1
47	Скв. 168, 1940	6,8 / Н. с.	3084,0 / Н. с.	11,3 / 4,2	3450,0 97,30 95	16,0 0,35 1	256,2 4,20 4	1994,7 86,70 88	128,0 6,96 7	33,0 4,38 5	
48	Скв. 173, 1941	Н. с.	1999,0 / Н. с.	4,6 / 4,6	1049,0 29,55 84	55,0 1,14 3	280,0 4,60 13	706,0 30,72 87	58,0 2,64 8	17,1 1,93 5	

Водоносный комплекс отложений нижнего мела (уватская, ханты-мансийская, викуловская и киялинская свиты) – Cr_1

49	Скв. 137, н. с.	7,0 / 11,2	11906,0 / Н. с.	1,6 / 1,6	223,0 26,03 76	Не обн.	494,1 8,10 24	743,1 32,31 95	11,4 0,57 2	12,8 1,05 3	NH_4^+–4,5; SiO_2–11,5; F^-–0,12; нафтеновые кислоты–0,87
50	Скв. 137, н. с.	6,4 / 12,1	1620,0 / Н. с.	1,0 / 1,0	715,5 20,02 73	Нет	463,6 7,60 27	627,4 27,28 96	9,4 0,47 2	6,9 0,57 2	Fe^{2+}–6,0; Fe^{3+}–1,5; NH_4^+–1,2; SiO_2–11,0; F^-–0,11; нафтеновые кислоты–1,3

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
51	Скв 138, 1959	43 / 4,2	7592,0 / Н с	7,9 / 3,6	4366,5 123,14 38	Не обн	219,6 3,6 2	2732,6 118,81 34	119,9 5,98 5	23,7 1,95 1	Fe^{3+}–3,0, Fe^{2+}–2,7, NH_4^+–7,2, Br–17,22, J–4,27, SiO_2–14,30, нафтеновые кислоты–0,6
52	Скв 140, п с	Н с	4802,0 / 6,2	40,0 / 7,3	2618,0 73,82 91	Нет	145,3 7,26 9	932,0 40,52 50	753,8 37,62 47	35,8 2,96 3	SiO_2–19,2
53	Скв 140, п с	»	8018,0 / 17,8	11,9 / 5,3	1517,9 127,44 96	»	339,3 5,30 4	2779,1 120,85 91	113,2 7,14 5	58,1 4,77 4	NO_2^-–0,1
54	Скв 141, п с	7,8 / Н с	13 700,0 / 45	20,3 / 2,6	8163,0 230,19 99	8,0 0,16 –	3158,6 2,50 1	4890,0 212,70 91	261,3 13,18 6	86,1 7,07 3	NO_2^-–0,02, NH_4^+–23,0, J–13,0, Br–43,0
55	Скв 111, п. с.	7,8 / Н с	15 000,0 / 18,5	26,8 / 1,6	9534,0 268,80 99	1,0 0,02 –	98,8 1,62 1	5 600,0 243,60 90	357,1 17,82 7	109,8 9,02 3	NO_2^-–0,02, NH_4^+–22, J–11, Br–54,0
56	Скв 141, п с	7,6 / Н с	16 000,0 / 54	25,8 / 1,5	9723,0 274,18 99	1,0 0,02 –	89,0 1,46 1	5 675,0 246,86 90	362,7 19,60 7	112,0 9,20 3	NO_2^-–0,02, NH_4^+–22,0, J–14,0, Br–54,0
57	Скв 111, п с.	7,0 / Н с	16 400,0 / 36,8	35,4 / 2,0	9742,0 274,70 99	1,0 0,02 –	120,0 1,96 1	5501,0 239,29 87	510,8 25,48 9	120,6 9,91 4	NH_4^+–30,0, J–14,0, Br–54,0
58	Скв 142, п с	Н с	8042,0 / 7,6	111,5 / 4,1	5006,0 141,32 97	Нет	250,1 4,08 3	707,7 30,66 21	2153,8 107,3 74	87,1 7,16 5	SiO_2–20,8
59	Скв 142, п с	»	9418,0 / 11,2	17,4 / 2,5	5313,9 149,85 98	»	152,5 2,50 2	3104,3 134,97 88	191,7 9,71 7	93,3 7,67 5	NO_2^-–0,3, SiO_2–12,0

60	Скв. 144, 1959	Н. с.	16 891,2 / 15	32,6 / 3,1	9588,5 270,38 99	Нет	189,1 3,10 1	5 540,5 240,80 88	468,3 23,37 9	112,1 9,22 3	NO_2^- – 0,01; Fe^{2+} – 1,5; Fe^{3+} – 10; NH_4^+ – 21,0; Br – 492; J – 13,4; SiO_2 – 9,8
61	Скв. 153, н. с.	7,4 / Н. с.	10 150,0 / 28	17,4 / 3,8	6000,0 169,20 98	2,0 0,04 –	232,0 3,50 2	3 502,0 156,10 90	252,6 12,57 7	59,0 4,82 3	NH_4^+ – 3,0; J – 4,0; Br – 17,0
62	Скв. 153, н. с.	7,2 / Н. с.	9460,0 / 44	14,0 / 2,7	5620,0 158,50 98	2,0 0,04 –	164,0 2,69 2	3 302,0 147,10 91	213,0 10,63 7	40,6 3,34 2	NH_4^+ – 3,0; J – 4,0; Br – 16,0
63	Скв. 153, н. с.	7,2 / Н. с.	8520,0 / 47	13,1 / 3,4	5014,0 141,40 98	1,0 0,02 –	207,0 3,39 2	3 030,0 135,50 91	196,1 9,80 7	39,7 3,25 2	NH_4^+ – 4,0; J – 4,0; Br – 14,0
64	Скв. 153, н. с.	Н. с.	17 380,0 / 38	9,6 / 4,4	1253,0 119,90 96	1,0 0,02 –	268,0 4,39 4	2 657,0 115,50 92	146,2 7,29 6	28,6 2,35 2	NH_4^+ – 10,0
65	Скв. 154, 1959	Н. с. / 39,3	19 172,0 / Н. с.	16,1 / 5,3	5340,6 150,61 96	8,6 0,18 –	323,3 5,30 4	3 218,8 139,85 90	215,2 10,76 7	65,5 5,38 3	
66	Скв. 170, 1962	8,4 / 10,6	12 810,0 / Н. с.	22,3 / 3,3	7377,8 208,06 98	Нет	198,8 3,25 2	13 245,1 188,92 89	249,7 12,46 6	119,4 9,82 5	NH_4^+ – 2,1; F^- – 0,68
67	Скв. 170, 1962	8,1 / 28,5	17 944,0 / 30	37,6 / 3,4	9974,2 281,28 99	7,8 0,17 –	207,5 3,39 1	5 667,4 246,41 87	497,8 21,84 9	155,4 12,78 4	NH_4^+ – 13,5; Cu – 0,03; Zn – 0,25
68	Скв. 180, п. с.	Н. с.	18 708,9 / Н. с.	26,6 / 4	4813,8 135,70 90	500,0 10,11 7	268,1 4,39 3	2 819,7 121,00 82	111,0 5,69 4	253,7 20,89 14	

Водоносный комплекс угленосных отложений триаса–юры – ПТ – J

	Шх. Бунгинан 3, 1952	–	349,8 / Н. с.	4,7 / 4,7	16,5 0,52 8	32,9 0,65 10	349,5 5,08 82	31,5 2,21 33	31,0 2,57 37	25,3 2,07 30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Шх. Буганаш 5, 1965	–	492,0 Н. с.	3,9 3,9	17,4 0,49 5	109,3 2,27 26	375,3 6,14 69	64,6 2,80 32	70,2 3,79 44	25,5 2,09 24	
	Шх. 16, 1935	–	14484,0 Н. с.	241,3 66,7	1564,0 44,10 60	1112,4 23,17 31	406,3 6,66 9	750,3 32,64 44	388,9 19,45 26	262,1 21,84 30	
	Шх. 12, н. с.	–	6648,0 Н. с.	57,4 9,2	2614,7 73,70 66	1360,2 28,50 26	553,4 9,16 8	1278,6 54,94 49	467,9 23,36 21	413,8 34,05 30	
	Шх. 18, 1935	–	19862,0 Н. с.	185,7 5,1	10000,0 282,00 80	3190,0 66,50 19	310,8 5,09 1	3860,0 168,00 47	1178,3 58,90 17	1152,6 126,80 36	
	Водоносный комплекс зон трещиноватости нерасчлененных пород силура–девона S–D и юры J_3										
69	Скв. 137, н. с.	6,8 12,4	1082,0 Н. с.	11,5 8,2	408,3 11,50 59	Нет	300,2 8,20 41	187,2 8,14 42	110,6 5,52 28	72,4 5,95 30	Fe^{2+}–80,0, Fe^{3+}–40,0, NH_4^+–7,5, Br– следы, SiO_3–10,4, F^-–0,03; нафтеновые кислоты – 2,28
70	Скв. 138, 1959	8,4 Н. с.	7076,0 Н. с.	7,1 4,4	4082,5 115,13 96	Нет	268,4 4,40 4	2585,0 112,39 94	96,6 4,82 4	28,2 2,22 2	Fe^{2+}–8,0, Fe^{3+}–15,0; NH_4^+–4,25; Br–5,85; J–18,43; SiO_3–8,0; нафтеновые кислоты–0,4
71	Скв 144, 1959	Н. с.	14368,0 Н. с.	26,7 1,7	9633,4 273,35 99	6,6 0,14 –	103,7 1,70 1	5716,0 248,52 90	300,6 19,40 7	87,1 7,18 3	NO_2^-–0,01, Fe^{2+}–1,0, Fe^{3+}–1,0, NH_4^+–22,5, Br–33,72; J–14,56; SiO_3–9,1

72	Скв. 167, 1957	10,2 3,9	1431,0 4	11,2 6,2	275,3 7,75 33	469,1 9,77 41	375,2 6,15 26	287,0 12,18 53	141,4 7,05 30	50,9 4,19 17	NO_2^- 0,0; F^- 3,16; NH_4^+ 0,8; Cu 0,02; As – следы

Восточная окраина Восточно-Русского артезианского бассейна

Водоносный комплекс отложений татарского яруса – P_2t

73	Разд. 5, 1960	7,6 –	304,5 5	3,2 3,2	41,3 1,16 20	– – –	292,9 4,80 80	62,6 2,72 44	38,2 1,91 34	16,2 1,33 22	
74	Скв. 10, 1952	8,0 –	345,0 Н. с.	1,0 1,0	5,0 0,14 3	6,8 0,14 3	287,4 4,71 94	91,1 3,96 79	9,5 0,47 10	6,9 0,56 11	

Водоносный комплекс отложений казанского яруса (белебеевская свита) – P_2kz

75	Разд. 14, 1958	7,5 –	186,7 5,8	3,3 3,3	3,5 0,10 3	4,0 0,08 2	219,6 3,60 95	11,0 0,48 13	46,0 2,33 61	11,8 0,97 26	CO_2 23,3
76	Разд. 15, 1958	7,1 –	295,3 5,6	4,6 4,6	3,5 0,10 2	Нет	286,7 4,70 98	5,5 0,24 5	70,0 3,50 73	12,9 1,06 22	CO_2 – 23,3
77	Скв. 7, 1960	7,3 –	305,0 Н. с.	8,7 6,6	55,6 1,37 18	23,3 0,50 6	402,6 6,60 76	17,5 0,76 8	89,2 4,45 47	51,7 4,26 45	
78	Скв. 8, 1959	7,6 –	348,7 Н. с.	5,9 5,9	3,6 0,10 1	Следы	427,0 7,00 99	28,5 1,21 17	73,4 3,66 52	27,0 2,22 31	NO_3^- 0,01
79	Скв. 17, 1958	7,3 –	313,7 Н. с.	5,6 5,6	4,2 0,12 2	Нет	396,5 6,50 98	22,8 0,99 15	50,6 2,53 38	37,8 3,10 47	CO_2 – 23,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Водоносный комплекс отложений верхнеуфимского подъяруса (шешминская свита)–P_2u^2										
80	Род. 3, 1960	7,2 –	182,0 10	3,5 3,3	3,2 0,09 2	4,3 0,09 3	201,3 3,30 95	1,6 0,07 2	63,1 3,15 89	3,8 0,31 9	
81	Скв. 6, н. с.	8,6 –	1955,5 Н. с.	29,8 3,2	13,9 0,39 1	1236,7 26,31 88	195,2 3,20 11	1,8 0,08 –	549,1 27,40 92	29,4 2,42 8	
82	Скв. 14, 1958	7,9 –	626,6 Н. с.	0,4 0,4	17,7 0,50 5	55,0 1,14 10	555,1 9,10 85	250,7 10,90 96	6,0 0,30 3	1,7 0,14 1	CO_3^{2-}–18,0
83	Скв. 24, 1957	6,9 –	212,2 Н. с.	4,1 4,1	10,3 0,20 6	– – –	256,2 4,20 94	9,4 0,41 9	37,6 1,88 42	26,8 2,20 49	NO_3^-–нет
	Водоносный горизонт отложений нижнеуфимского подъяруса (соликамская свита)– P_2u^1										
84	Род. 4, 1959	7,1 –	200,0 4	3,5 3,3	5,3 0,15 4	14,8 0,31 8	198,3 3,25 88	4,4 0,19 5	49,1 2,53 68	12,2 1,00 27	
85	Род. 7, 1957	– –	222,6 4	4,2 4,2	3,6 0,10 2	8,0 0,17 4	268,4 4,40 94	10,4 0,45 10	38,2 1,91 41	28,2 2,31 49	
86	Род. 17, 1957	6,5 –	2787,8 6	20,6 5,0	10,3 0,29 1	1756,8 36,60 87	305,0 5,00 12	283,4 12,32 29	574,6 28,73 69	10,2 0,84 2	NO_3^-–0,01

87	Скв. 1, п. с.	7,4 —	248,0 П. с.	4,4 4,0	5,5 0,15 3	33,0 0,68 14	4244,1 4,00 83	76,2 0,27 6	53,6 2,67 55	23,0 1,89 39	
88	Скв. 5, 1962	7,0 3,5	278,0 П. с.	4,2 4,2	7,1 0,20 4	32,1 0,66 13	268,5 4,40 83	23,7 1,03 20	61,3 3,06 58	14,4 1,18 22	NO_2^-–0,004; NO_3^-–2,02; Fe^{2+}–0,2; Fe^{3+}–0,1; Zn–0,10; Pb–0,054; Cu–0,20; Ni–0,02; Co–нет; Cr–0,10; Ba–0,84
89	Скв. 9, 1959	7,5 —	1756,4 П. с.	27,2 3,3	17,4 0,49 2	1125,9 23,44 86	201,3 3,30 12	1,2 0,05 —	476,0 23,92 88	40,4 3,32 12	
90	Скв. 12, 1966	7,2 1,4	224,0 П. с.	3,5 3,5	5,3 0,15 4	7,0 0,15 3	244,0 4,00 93	13,8 0,86 20	43,5 2,17 50	16,1 1,32 30	NO_3^-–3,30; F^-–0,28
91	Скв. 13, 1967	7,8 —	1885,4 П. с.	31,1 4,6	5,7 0,16 1	1309,8 27,27 85	277,6 4,55 14	33,8 1,47 4	44,2 2,20 7	351,9 28,93 89	NO_2^-–0,01; NH_4^+–1,2

Водоносный комплекс отложений иренской свиты–$P_1 i$

92	Род. 9, п. с.	7,4 —	2077,6 5,5	30,7 3,4	34,0 0,96 3	1315,0 27,20 86	207,0 3,38 11	17,9 0,78 2	396,4 20,82 95	10,8 0,90 3	
93	Род. 10, 1954	— —	2350,5 5	21,4 7,2	14,0 0,40 1	144,0 29,40 82	439,0 7,20 17	357,0 15,50 42	223,0 11,16 30	126,0 10,34 28	
94	Род. 16, 1955	7,2 —	1989,0 5	30,5 6,1	14,2 0,40 1	1161,6 24,20 79	372,0 6,10 20	39,1 0,19 1	555,0 27,80 90	33,1 2,80 9	CO_2 своб.–24,0

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Водоносный комплекс отложений кунгурского яруса (шешминская, кошелевская, лёкская свиты)—P_1kg						
95	Род. 11, 1957	7,5 —	602,0 8	9,0 4,5	9,6 0,27 2	321,6 6,70 59	274,0 4,50 39	57,7 2,51 22	145,6 7,28 63	20,5 1,68 15	
96	Род. 13, 1958	7,1 —	540,0 6	10,9 5,3	10,6 0,30 3	260,0 5,40 49	323,3 5,30 48	1,6 0,07 1	268,8 10,19 92	9,0 0,74 7	CO_2—32,7
97	Скв. 21, н. с.	— 3,2	352,0 II, с.	6,6 5,1	9,0 0,25 4	60,4 1,25 19	311,1 5,10 77	0,2 0,01 —	99,4 4,97 75	19,7 1,62 25	
98	Скв. 27, 1951	7,4 0,6	270,0 II, с.	3,9 3,4	2,8 0,08 2	12,2 0,25 7	207,4 3,40 91	4,6 0,02 1	54,0 2,70 69	14,5 1,20 30	
					Водоносный горизонт отложений артинского- кунгурского ярусов—P_2a—kg						
99	Род. 8, 1956	—	315,6 5	5,4 3,0	3,5 0,10 2	48,0 1,00 16	305,0 5,00 82	15,8 0,69 11	76,6 3,82 63	19,3 1,58 26	CO_2—4,0
100	Род. 12, 1954	—	1260,2 7,5	11,5 7,3	21,0 0,60 3	605,0 12,60 62	446,0 7,27 35	204,7 8,94 44	173,0 3,65 42	35,0 2,88 14	
101	Род. 19, 1957	—	183,9 5,5	3,8 3,6	5,3 0,15 4	4,0 0,08 2	220,0 3,60 94	0,2 0,10 —	45,6 2,28 60	18,8 1,54 40	

102	Род 20, 1958	7,1 —	223,2 5,6	4,4 4,4	3,5 0,10 2	Нет	274,5 4,30 98	5,3 0,23 5	61,2 3,06 67	16,0 1,31 28	CO_2–23,3
103	Скв 16, 1957	8,4 —	2220,2 Н с	33,7 3,7	15,3 0,45 1	1440,7 30,00 88	228,8 3,75 11	10,8 0,47 1	565,5 28,21 83	66,8 5,49 16	NO_3^-–0,15
104	Скв 19, 1959	7,2 —	824,0 Н с	211,6 45,4	5,2 0,14 1	363,6 7,56 58	224,4 5,40 41	935,1 1,53 12	185,3 8,25 63	40,4 3,32 25	
105	Скв 20, 1954	8,4 —	732,4 Н с	5,4 5,4	35,5 1,00 16	Нет	329,0 5,40 84	13,0 1,00 16	43,0 2,20 34	395,0 3,20 50	CO_2–8,8 NO_3^-–0,4
106	Скв 23, н с	—	41196 Н с	3408 90,3	463,0 13,10 20	2552,0 48,90 75	9,6 0,32 5	562,0 24,40 37	600,0 20,90 46	133,0 10,90 17	
107	Скв 24, н с	—	12675,0 Н с	2234 41,0	861,0 24,30 56	862,0 17,90 42	30,0 1,00 2	490,0 19,80 46	454,0 22,70 53	8,0 0,70 1	

Водоносный комплекс отложений ассельского—артинского ярусов (чигишанская, копысовская белокитайская, бисертская и урминская свиты)—P_1as–a

108	Скв 15, 1940	7,2 3,3	224,0 Н с	4,1 3,9	10,7 0,30 7	8,6 0,18 4	236,9 3,90 80	12,7 0,55 12	55,9 2,79 59	16,4 1,35 29	NO_2^-–0,4, NO_3^-–8,64, NH_4^+–0,7
109	Скв 28, 1951	7,6 —	426,0 Н с	7,3 4,8	10,1 0,28 4	80,4 1,67 21	353,9 58,00 75	0,5 0,02 —	101,1 5,05 70	26,9 2,21 30	NO_2^-–1,5, Fe^{3+}–0,1; F^-–0,2

Водоносный горизонт отложений среднего—верхнего карбона (мячковский и подольский горизонты)—C_{2-3}

110	Скв 11, н с	— —	241700 Н. с	2203,6 47,1	145348,0 4009,20 99	2258,0 47,00 1	223,0 7,40 —	90850,0 3950,00 95	2678,0 133,70 3	350,0 69,90 2	Br–2128, J–113

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Водоносный горизонт отложений башкирского яруса—C_2b						
111	Скв. 11, н. с.	— —	$\frac{^{1}190\,390}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}1074{,}7}{^{3}2{,}0}$	126 182,0 3 558,70 100	507,0 12,40 —	122,0 2,00 —	57 300,0 2 437,80 70	11 361,0 776,00 22	3634,0 206,70 8	Br—855,0; J—20,0
					Водоносный комплекс отложений визе-намюрского яруса (окский, серпуховский и тульский горизонты)—C_1v—n						
112	Скв. 11, п. с.	— —	$\frac{^{1}206\,480}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}1004{,}0}{^{3}2{,}4}$	135 100,0 3 800,80 100	700,0 14,00 —	147,0 2,40 —	64 050,0 2 823,40 74	3 709,0 684,20 18	3886,0 319,80 8	Br—660,0; J—10,0
113	Скв. 11, (скв. 15), н. с.	— —	$\frac{^{1}247\,200}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}606{,}8}{—}$	144 400,0 4 174,0 100	1060,0 2,20 —	— —	82 100,0 3 580,40 86	16 130,0 304,30 7	3510,0 302,50 7	Br—650,0; J—10,0
					Водоносный комплекс отложений визейского яруса—C_1v						
114	Скв. 23, 1954	5,65 —	$\frac{^{1}264\,500}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}1202{,}5}{^{3}7{,}2}$	164 306,9 4 630,18 100	98,9 2,05 —	218,9 7,23 —	77 088,8 3 353,00 72	17 807,3 888,50 19	4912,0 403,90 9	Br—806,5; J—32,1
115	Скв. 24, 1951	— —	$\frac{^{1}249\,500}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}1246{,}2}{^{3}1{,}7}$	154 820,0 4 366,07 100	227,1 4,73 —	104,2 1,71 —	71 875,4 3 126,24 72	18 729,2 934,58 21	3799,1 311,68 7	Br—801,6
					Водоносный горизонт терригенных отложений верхнего девона (пашийские слои) D_3						
116	Скв. 23, 1954	4,43 —	$\frac{1286\,300}{\text{Н. с.}}$	$\frac{^{2}945{,}3}{0{,}8}$	180 810,0 5 001,83 100	1329 27,1 —	24,0 0,80 —	63 410,1 2738,04 54	37 050,0 1 950,20 38	4804,8 365,15 8	Br—1041,7; J—4,4

117	Скв. 24, 1951	4,35 —	1291000 Н. с.	2346,5 0,6	182317,2 5141,49 100	65,2 1,36 —	36,3 0,60 —	64300,5 2736,77 54	40017,9 1906,90 39	4253,3 340,77 7	Br– 125,5, I–9,5

Водоносный комплекс отложений кембрия–нижнего девона (баплинская свита)–$Cm–D_1$

118	Скв. 24, 1951	5,0 Н. с.	1285100 Н. с.	2447,1 0,2	179190,4 5053,90 100	463,0 9,64 —	12,0 0,39 —	69145,2 2616,03 52	39556,2 1973,86 39	3734,7 479,25 9	Br–20,3, I–4,0

Уральская система бассейнов подземных вод зон трещиноватости

Западно-Уральская зона складчатости

Водоносный комплекс отложений ассельского–артинского и артинского ярусов (чигишанская, копысовская, белокатайская и урминская свиты)–$P_1as–a$, P_2a

119	Род. 36, 1962	7,5 4,9	150,2 6	2,6 2,3	3,4 0,09 3	19,7 0,41 15	141,3 2,31 82	9,4 0,41 14	40,0 1,39 66	7,4 0,61 20	NH_4^+–0,3; SiO_2–12,8; F^-–0,1; Cu–0,001 %, Ni и Mo – следы, Mn–0,002 %

Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего карбона–артинского яруса нижней перми (верхняя карбонатная обводненная толща)–$C_2–P_1$

120	Род. 32, 1962	7,6 —	152,6 1	2,1 2,1	3,5 0,10 3	8,0 0,16 5	170,8 2,80 92	22,9 1,00 37	20,0 1,00 36	12,8 1,06 35	CO_2 своб. – 8,27
121	Род. 49, 1963	7,5 3,1	182,4 4	3,2 2,9	3,5 0,09 3	11,5 0,24 7	176,9 2,90 90	1,2 0,05 1	48,0 2,39 74	9,6 0,79 25	NH_4^+–0,3, SiO_2 – 8,8, P_2O_5–1,6, F^-–0,08 Cu–0,002 %, Ni–0,001 %, Mn–0,001 %
122	Род. 58, 1960	7,6 —	220,0 4	2,7 2,6	3,9 0,11 4	4,0 0,17 6	158,6 2,60 90	5,1 0,22 8	38,2 1,30 66	10,3 0,76 26	CO_2 своб – 13,2 NO_3^- – 0,01, NH_4^+–0,1, Fe^{3+}–0,3

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
123	Род. 63, 1960	7,0 2,3	206,0 3,5	3,5 3,5	7,5 0,21 5	4,9 0,10 3	213,5 3,50 92	8,5 0,37 10	63,1 3,15 82	3,8 0,31 8	NO_3^-–1,20
124	Род. 67, 1961	7,0 –	1225,0 2,5	2,7 2,6	7,1 0,20 7	4,0 0,08 3	158,6 2,60 90	4,6 0,02 1	49,1 2,45 89	2,7 0,29 10	NH_4^+–1,0; Fe^{2+}–0,3
125	Род. 79, 1961	7,8 –	1230,0 4	2,1 2,1	10,5 0,30 10	12,0 0,25 9	146,4 2,40 81	20,5 0,90 30	39,3 1,96 67	1,2 0,10 3	
126	Род. 93, 1958	7,4 Н. с.	210,0 5	3,6 3,6	3,2 0,09 2	20,0 0,42 10	219,6 3,60 88	12,2 0,53 13	50,5 2,52 61	12,9 1,06 26	CO_3^{2-}–0,32; Fe^{2+}–0,1; ^{2}Cu<0,001; Ni–0,003; Mn–0,001; NH_4^+–0,5; Ba<0,001; Cr, Cd–следы
127	Род. 99, 1958	7,2 2,2	1360,0 5	4,6 4,5	Нет	0,5 0,20 4	274,5 4,50 96	2,5 0,11 2	67,5 3,37 72	15,0 1,23 26	Mo, Sn, Ag, W, Sb, Bi, Zr, Co–нет; NO_3^-–0,55; NO_2^-–0,2
128	Скв. 61, 1957	7,6 8,6	315,0 Н. с.	4,8 4,8	19,0 0,53 10	12,4 0,25 4	262,8 4,78 86	4,1 0,15 3	90,2 4,50 75	16,4 1,34 22	NO_3^-–27,0

Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений визейского–башкирского ярусов (средняя карбонатная обводненная толща)–C_1v–C_2b

129	Род. 23, 1963	7,5 8,1	1242,8 2	3,1 2,8	3,5 0,20 3	9,1 0,19 7	170,6 2,80 90	2,3 0,10 3	50,0 2,50 78	7,2 0,59 10	NO_3^-–3,0; NH_4^+–0,3
130	Род. 39, 1962	7,5 4,8	108,8 8	2,6 2,6	3,5 0,09 3	9,9 0,20 7	158,6 2,58 90	5,0 0,26 9	37,5 1,87 65	9,2 0,74 26	SiO_2–5,6; F^-–0,11; ^{2}Cu–0,001; Mn–0,001; Ag<0,001; Ni, Cr–следы

131	Род. 52, 1960	7,0 4,5	156,0 4,5	3,0 2,8	3,6 0,10 3	6,6 0,14 5	167,8 2,75 92	0,5 0,02 1	1,1 1,94 64	12,8 1,05 35	Ba<0,01; NO_3^-–0,02; F^-–0,10
132	Скв. 63, 1965	7,2 1,0	202,0 6,2	5,2 5,1	16,0 0,45 8	3,7 0,08 1	308,2 5,05 91	8,5 0,37 7	76,6 3,82 68	16,3 1,38 25	NH_4^+–0,1; Cu–0,0003; Mn–0,007; Zn, Cr, As, Ni, Ag, Co, Zr–нет

Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона—турнейского яруса нижнего карбона (нижняя карбонатная обводненная толща)—D_2–C_1t

133	Род. 26, 1963	7,0 1,7	80,0 4	1,3 1,1	3,5 0,10 7	8,2 0,17 12	70,2 1,15 81	1,8 0,08 6	22,0 1,09 77	3,1 0,25 17	HPO_4^-–0,01; SiO_2–12,0; $^{\text{т}}$Cu–0,005 г; $^{\text{т}}$Zn–0,003 г; NH_4^+, CO_2 сл.об; Ni, Pb–следы
134	Род. 28, 1963	7,4 1,4	184,0 5	3,6 3,2	5,3 0,15 4	20,2 0,41 11	195,2 3,20 85	3,0 0,13 4	49,1 2,45 65	14,4 1,18 31	CO_3^{--}–следы; SiO_2–8,0
135	Род. 42, 1962	7,0 –	92,0 4	1,4 1,0	4,5 0,12 9	10,7 0,22 16	61,0 1,03 75	0,2 0,01 1	23,2 1,15 84	2,6 0,21 15	SiO_2–5,6; H_2S–1,0; $^{\text{т}}$Cu–0,005; $^{\text{т}}$Ni–0,001; $^{\text{т}}$Mn–0,003; Zn–следы
136	Род. 92, 1958	7,2 5,7	210,0 4,5	5,1 4,6	3,2 0,09 2	20,0 0,42 8	280,6 4,60 90	0,5 0,02 –	79,8 3,99 78	13,4 1,10 22	NO_3^-–0,01; NH_4^+–0,20; Fe^{3+}–0,3; $^{\text{т}}$Pb–0,001; Ag<0,001; Ni–0,01; Mn–0,003; Cr–0,003; Sb, Cu–нет

Водоносный комплекс зон трещиноватости отложений силура и нижнего девона—S, D_1

137	Род. 103, 1960	7,2 5,3	174,0 3,5	2,8 2,8	2,1 0,06 2	4,5 0,09 3	173,9 2,85 95	0,5 0,02 1	55,7 2,78 92	1,6 0,21 7	NO_3^-–1,43; NH_4^+–0,10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
138	Род. 104, 1960	7,6 1,8	210,0 6,5	3,7 3,5	3,6 0,10 3	4,9 0,10 3	210,5 3,45 94	0,2 0,01 –	70,3 3,51 94	1,6 0,21 6	NO_3^-–5,36; NH_4^+–0,10
139	Скв. 74, 1964	7,2 1,5	324,0 П. с.	3,6 3,6	67,4 1,90 33	4,6 0,10 2	227,6 3,73 65	49,2 2,14 37	64,7 3,23 56	5,0 0,41 7	CO_3^{2-}–1,5; NO_3^-–0,15; Cu–0,002; F^-–0,06; Zn–0,005; Mn–0,083; Pb, Ni, Cr, Ag, Co, Mo, Sb–нет

Восточный склон Урала

Водоносный комплекс зон трещиноватости угленосных отложений нижнего карбона–hC_1

	Шх. Артем	–	644,0 Н. с.	3,4 3,4	10,4 0,29 2,5	172,0 3,57 30,3	482,2 7,9 67,2	168,3 7,32 67,0	23,0 1,15 10,5	30,1 2,46 22,5	

Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений девона и карбона–D, C

140	Род. 110, 1960	5,0 Н. с.	381,3 Н. с.	3,1 П. с.	18,4 0,52 7	25,0 0,52 8	366,0 6,00 85	91,0 3,96 56	33,7 1,68 24	17,9 1,40 20	CO_2 своб., 13,2; NO_3^-–слабые следы; NO_2^-, Fe^{+4}, Fe^{3+} и NH_4^+–нет
141	Скв. 108, 1958	Н. с.	442,0 5	3,6 3,2	177,0 5,00 61	Не обн.	195,0 3,20 39	196,0 4,60 56	40,0 2,00 24	19,5 1,60 20	NO_3^-–1,68; Fe^{3+} и Fe^{2+}–нет
142	Скв. 125, 1965	7,8 0,9	4600,0 Н. с.	46,2 5,0	2250,7 63,40 75	750,0 15,60 19	305,0 5,00 6	869,1 37,80 45	188,3 9,40 11	447,5 36,80 44	CO_3^{2-}–нет; SiO_2–4,0; NO_3^-–0,01; NH_4^+–1,2; Fe^{3+}–0,3; Fe общ.–0,3; Fe_2O_3–0,3

143	Скв. 127, 1965	8,1 2,9	850,0 6,0	12,9 1,2	350,3 16,10 66	32,0 1,10 7	256,2 4,20 27	61,1 2,80 18	122,2 6,10 39	82,7 6,80 45	CO_3^{2-} нет; CO_2 своб.–26,1; NO_2^-–0,05; NH_4^+–0,2; Fe^{2+}–0,3; Fe общ.–0,7; SiO_2–4,0
144	Скв. 130, 1964	7,8 5,5	434,9 Н. с.	8,5 4,6	85,2 2,40 27	86,4 1,80 21	280,6 4,60 32	16,1 0,70 8	102,0 5,10 55	41,5 3,40 37	CO_3^{2-}–12,0; NO_2^-–1,5; CO_2 своб.–4,4; SiO_2–11,2; Fe_2O_3, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe общ.–нет
145	Скв. 131, 1965	8,4 1,2	2060,0 8,0	15,2 8,0	823,6 23,20 61	330,0 5,90 18	488,0 8,00 21	480,3 22,90 60	136,3 6,80 18	102,1 8,40 22	CO_3–нет; NO_2^-–0,01; SiO_2–3,50; NH_4^+–3,00; Fe^{2+}–следы Fe общ.–0,3; Cu–0,02
146	Скв. 136, 1966	8,4 2,2	725,0 5,5	5,5 33,2	205,7 5,80 49	135,0 2,81 24	192,2 3,15 27	151,8 6,66 55	52,6 2,62 21	35,0 2,88 24	NH_4^+–0,33

Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений силура, девона и карбона – S, D, C

147	Род. 66, 1962	7,1 2,3	218,0 2,5	3,8 3,8	5,3 0,15 4	5,4 0,11 3	228,8 3,75 93	5,8 0,26 6	57,9 3,30 85	4,4 0,36 9	NO_2^-–следы; NH_4^+–0,10; F^-–0,08; Fe^{2+}, Fe^{3+}, NO_3^-–нет
148	Род. 128, 1965	7,8 9,6	1110,0 10,0	15,4 5,6	432,6 12,20 93	70,0 1,46 8	341,7 5,60 29	88,8 3,86 20	132,0 6,60 34	107,0 8,80 46	CO_3^{2-}–нет; NO_2^-–0,02; NH_4^+–0,7; Fe^{2+}–0,3; Fe общ.–0,3; CO_2 своб.–30,6
149	Скв. 31, 1956	8,3 3,0	230,0 Н. с.	4,6 4,4	10,0 0,28 6	8,2 0,17 3	263,0 4,33 91	5,8 0,25 5	73,4 3,96 84	6,6 0,54 11	NH_4^+–0,80
150	Скв. 32, 1960	7,0 3,1	245,0 Н. с.	4,6 4,8	2,8 0,08 2	0,4 0,01 –	292,8 4,80 98	6,9 0,30 6	71,7 3,58 73	12,2 1,00 21	NH_4^+–0,10; Fe^{3+}–0,10; F^-–0,14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
151	Скв. 37, 1961	7,0 / 3,6	288,0 / 4,0	4,6 / 4,6	3,6 0,10 2	1,7 0,03 1	280,6 4,60 97	3,7 0,16 4	92,0 4,51 95	0,6 0,05 1	Fe^{2+}–0,10, Fe^{3+}–0,1 F^-–0,2
152	Скв. 40, 1965	7,1 / 3,3	252,0 / Н. с.	4,3 / 4,3	7,1 0,20 4	2,5 0,05 1	277,6 4,55 95	12,0 0,52 11	63,7 3,18 66	13,5 1,11 23	CO_3^{2-}, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+} и фенола – нет, NO_2^-–0,1, NO_3^-–0,5
153	Скв. 40, 1965	7,2 / 0,8	198,0 / Н. с	3,5 / 3,2	5,3 0,15 4	11,9 0,25 7	195,3 3,20 89	2,3 0,10 3	59,1 2,70 75	9,7 0,80 22	CO_3^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+, Fe^{2+} и фенола – нет
154	Скв. 40, 1965	7,4 / 2,4	214,0 / Н. с	2,8 / 2,8	3,6 0,10 2	Не обн	244,1 4,00 98	30,1 1,31 32	46,1 2,30 56	6,1 0,50 12	CO_3^{2-}, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+} и фенола – нет, NO_3^-–0,7, F^-–0,35
155	Скв. 60, 1960	7,1 / Н. с.	218,0 / Н. с	4,1 / 4,0	1,8 0,05 1	3,3 0,07 2	244,0 4,00 97	4,4 0,19 4	64,9 3,24 76	10,3 0,85 20	NO_2^-–0,01, NO_3^-–10,0, F^-–0,20
156	Скв. 83, 1957	Н. с.	332,0 / Н. с.	6,7 / 0,9	3,8 0,11 2	19,3 0,40 6	350,8 5,75 92	4,8 0,21 3	81,9 4,09 59	31,7 2,60 38	NO_2^-–0,2, NO_3^-–15,2, NH_4^+ – нет
157	Скв. 102, 1967	6,6 / 2,6	386,6 / 5,5	6,8 / 5,8	28,4 0,80 10	47,0 1,00 13	353,8 5,80 77	18,4 0,80 10	84,2 4,20 55	31,6 2,60 35	CO своб–70,4, NH_4^+–0,1, Fe^{3+}, Fe общ – следы, NO_2^-–0,01, CO_3^{2-} CO_2агрес, As, Cu, Pb – нет, Zn–0,05
158	Скв. 103, 1962	7,2 / 1,0	266,0 / Н. с.	4,5 / 4,5	14,4 0,41 8	11,5 0,23 4	280,6 4,60 88	18,5 0,74 14	62,0 3,10 65	13,4 1,10 21	CO_3^{2-}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и NO_2^- – нет, NO_3^- – следы, NH_4^+–0,5, CO_2–8,8, Cu–4,8

159	Скв. 122, 1964	6,6 4,9	340,0 5,0	6,5 5,0	170,0 4,80 45	41,0 0,86 8	305,0 5,00 47	73,6 3,20 33	62,0 3,10 32	41,3 3,40 35	Fe^{3+} и Fe общ—следы; Cu—0,005; F^-—0,60 CO_3^{2-}, As, NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+, Zn—нет
160	Скв. 126, 1966	8,4 2,5	820,0 7,0	7,8 5,2	234,3 6,60 50	68,0 1,40 11	317,2 5,20 39	124,6 5,40 41	80,1 4,00 30	46,2 3,80 29	CO_2 своб—57,2; Fe^{3+}—0,3; NH_4^+—0,6; Fe общ—0,3; SiO_2—4,0; CO_3^{2-}, NO_2^-, H_2S—нет
161	Скв. 129, 1966	7,1 4,6	313,8 10,0	5,1 4,4	35,5 1,00 17	27,0 0,56 9	268,4 4,40 74	19,8 0,86 14	82,2 4,10 69	12,2 1,00 17	CO_3^{2-} и Fe^{3+}—нет; NO_2^-—0,02; NH_4^+—0,4; Fe общ—0,3; CO_2 своб—15,4; SiO_2—3,0; Fe_2O_3—0,3

Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенно-осадочных пород силура, девона и карбона—$_3$(S, D, C)

162	Род. 38, 1963	5,6 28,8	56,0 Н. с.	0,6 0,4	3,5 0,10 16	6,6 0,14 22	24,4 0,40 62	1,7 0,07 11	4,0 0,20 32	4,4 0,36 57	CO_2 своб, NO_3^-, Fe^{3+}; Fe^{2+} и NO_2^-—нет, NH_4^+—0,3
163	Род. 47, 1963	6,7 4,7	140,0 Н. с.	1,8 1,8	3,5 0,10 4	15,6 0,33 14	11,5 1,88 82	11,6 0,51 22	27,7 1,37 59	5,2 0,43 19	CO_2 своб, NO_3^-, NO_2^-, Fe^{3+}, Fe^{2+} и NH_4^+—нет; F^-—0,11
164	Род. 55, 1956	3,0 Н. с.	86,0 9,0	1,6 1,2	14,2 0,40 22	9,6 0,20 11	73,2 1,20 67	4,6 0,20 11	4,0 0,20 11	17,0 1,40 78	Fe^{3+}—2,0; Fe^{2+}—0,3
165	Род. 65, 1959	6,9 —	>50,0 6,2	0,9 0,8	3,6 0,10 10	4,0 0,08 8	48,8 0,80 82	2,5 0,11 11	9,8 0,48 49	4,8 0,39 40	CO_2 своб.—8,8; NO_2^- и CO_3^{2-}—нет; NH_4^+—0,4; Fe общ.—0,3
166	Род. 78, 1960	7,0 1,3	>168,0 3,0	3,5 3,3	3,6 0,10 3	2,1 0,04 1	201,3 3,30 96	Не обн.	46,3 2,31 67	14,0 1,15 33	Ca^{2+}, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{3+} и Fe^{2+}—нет; NO_3^-—1,10; F^-—0,14

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
167	Род. 80, 1960	6,8 / –	479,0 / 3,2	3,4 / 3,0	3,6 0,10 3	21,0 0,41 12	183,0 3,00 85	3,0 0,15 4	45,3 2,26 64	14,0 1,15 32	CO_3^{2-}, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+} и Ph—нет, NO_3^- – следы, F^- – 0,24, Cu – 0,005, Zn – 0,12
168	Род. 94, 1964	6,8 / Не опр.	206,0 / 6,0	4,0 / 3,4	13,3 0,34 10	14,0 0,29 7	204,4 3,35 83	1,4 0,06 2	54,9 2,74 67	15,4 1,27 31	CO_3^{2-}, Fe^{2+}, Fe^{3+} – нет, NO_2^- – 0,5, NO_3^- – 3,2, NH_4^+ – 0,4
169	Род. 96, 1965 (март)	7,2 / 2,3	228 / Н. с.	3,5 / 3,30	5,0 0,14 4	21,8 0,45 11	201,4 3,30 85	16,3 0,71 17	48,7 2,43 58	12,9 1,06 25	NO_3^- – 20,0, NH_4^+ – 0,2, CO_3^{2-}, NO_2^-, Fe^{2+}, Fe^{3+} – нет
170	Род. 96, 1965 (август)	7,4 / 3,6	204,0 / 7,0	2,8 / 2,8	3,2 0,09 3	18,1 0,38 10	183,1 3,00 87	19,5 0,85 23	36,2 1,81 39	12,2 1,01 28	CO_3^{2-}, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+}, SiO_3^- – нет, NO_3^- – 12,5
171	Скв. 34, 1960	7,8 / 1,6	180,0 / Н. с.	3,3 / 3,2	1,8 0,05 1	10,7 0,22 6	195,2 3,20 93	3,9 0,17 5	55,7 2,78 80	6,2 0,52 15	F^- – 0,1
172	Скв. 42, н. с.	7,0 / 4,2	201,0 / Н. с.	2,6 / 2,6	12,4 0,35 9	11,4 0,28 8	189,1 3,10 83	25,5 1,11 30	82,6 1,65 46	12,3 1,01 27	CO_3 слой – 4,2
173	Скв. 44, 1956	8,2 / 1,5	145,0 / Н. с.	1,8 / 1,8	1,0 0,03 1	6,2 0,13 4	183,0 3,00 95	8,5 0,37 12	58,2 1,90 61	10,3 0,85 27	NO_2^- – 0,015, Fe^{3+} и NO_3^- – нет, NH_4^+ – 0,3, Fe^{2+} – 0,10
174	Скв. 46, н. с.	8,0 / 3,2	67,0 / Н. с.	0,7 / 0,7	14,0 0,39 30	Нет	54,9 0,90 70	12,1 0,54 43	11,2 0,56 15	1,8 0,15 12	Fe^{2+} – 0,06, Fe^{3+} – нет, NH_4^+ 0,30, F^- 0,23
175	Скв. 56, 1965	7,4 / 0,9	184,0 / Н. с.	2,6 / 2,6	3,2 0,11 4	4,9 0,10 3	176,9 2,90 93	11,7 0,51 16	57,6 1,88 60	9,0 0,75 24	F^- – 0,2; фенол – 0,05, CO_3^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+, Fe^{2+} и Fe^{3+} – нет

| | | |

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
187	Скв. 118, 1964	7,6 / –	2252,9 / 5,0	32,4 / 8,2	1192,8 33,60 78	61,0 1,30 3	500,2 8,20 19	246,2 10,70 25	252,0 12,60 29	240,7 19,80 46	CO_3^{2-}–нет; NO_2^-–0,01; Fe^{2+}–2,0; NH_4^+–0,1; Fe общ.–2,0; CO_2 своб.–35,2
188	Скв. 120, 1966	7,2 / 0,8	437,7 / 7,5	5,7 / 3,2	127,8 3,60 46	52,0 1,10 14	195,2 3,20 40	50,6 2,20 28	84,2 4,20 53	18,2 1,50 19	CO_3^{2-}–нет; NO_2^-–0,05; NH_4^+–2,0; Fe^{2+}–0,3; Fe общ.–0,3; CO_2 своб. 4,4; SiO_2 – 7,0; Fe_2O_3–0,3
189	Скв. 128, 1965	7,0 / –	786,0 / 10,0	2,2 / 2,2	213,0 6,00 44	60,0 1,27 9	390,4 6,40 47	273,8 11,50 84	44,0 2,20 16	Нет	CO_3^{2-}–нет; CO_2 своб. 8,8; NO_2^-–0,01; NH_4^+–0,2; Fe^{2+}, Fe общ.–следы
190	Скв. 132, 1955	7,0 / 2,9	430,0 / Н. с.	3,1 / 3,1	84,2 2,37 30	61,7 1,29 16	266,4 4,35 54	113,9 4,95 62	30,9 1,54 19	19,1 1,57 19	NO_3^-–0,40 NH_4^+–0,20

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований ордовика, силура, девона и карбона—g (O, S, D, C)

191	Род. 35, 1963	5,8 / Не обн.	43,0 / 10,0	0,9 / 0,8	11,0 0,30 23	8,0 0,17 14	49,0 0,80 63	9,2 0,37 29	16,0 0,80 63	1,0 0,10 8	CO_2 своб.–26; NO_2^-, Fe^{3+}, Fe^{2+} и NO_3^-–нет; NH_4^+–0,2
192	Род. 54, 1963	7,1 / 9,7	32,0 / Н. с.	1,3 / 1,0	3,46 0,10 8	8,64 0,18 15	57,95 0,95 77	Нет	19,0 0,95 75	3,93 0,32 25	NH_4^+–1,0; CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-, Fe^{3+}, Fe^{2+}–нет
193	Род. 57, 1962	6,6 / Н. с.	65,4 / 8,5	0,3 / 0,3	3,5 0,10 8	12,0 0,25 22	48,8 0,80 70	14,0 0,83 72	5,6 0,28 24	0,6 0,04 4	CO_2 своб.–4,4; CO_3^{2-}, NO_2^-, NO_3^-–нет; NH_4^+–0,05; $Fe_{общ.}$–2,3

194	Род. 74, 1962	6,9 / 5,1	150,0 / 5,5	1,8 / 1,8	4,3 0,12 5	6,2 0,13 6	119,0 1,95 89	9,2 0,40 18	38,7 1,43 65	4,4 0,36 17	NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}—нет, NH_4^+—0,10; F^-—0,15
195	Род. 86, 1959	6,8 / Н. с.	895,0 / 4,0	1,4 / 1,2	3,6 0,10 6	12,0 0,25 16	73,2 1,20 78	4,4 0,19 12	19,4 0,97 63	5,8 0,39 25	CO_2 своб.—13,2, NH_4^+—0,1
196	Род. 122, 1960	7,8 / Н. с	361,0 / 4,0	2,3 / 2,3	7,8 0,22 3	25,0 0,52 8	341,6 5,60 89	92,0 4,00 63	27,1 1,35 21	12,0 0,99 16	CO_2 своб.—36,4, Fe^{2+}—слабые следы, Cu—0,0033, NO_2^-, NO_3^-, Fe^{3+}, NH_4^+—нет
197	Скв. 47, 1963	7,1 / 1,6	222,0 / 3,0	3,7 / 3,7	5,3 0,15 4	17,3 0,36 8	225,7 3,70 88	12,2 0,53 12	52,9 2,64 63	12,7 1,04 25	NO_2^-, NO_3^-, Fe^{3+}, NH_4^+—нет
198	Скв. 64, 1958	7,2 / 1,6	120,0 / Н. с.	5,9 / 5,9	1,0 0,03 1	4,1 0,09 4	140,3 2,30 95	6,9 0,30 12	22,7 1,13 47	11,9 0,98 41	Fe^{3+} и NH_4^+—следы, Fe^{2+}—0,20, F^-—0,37, Zn 0,005, NO_3^-, NO_2^-, CO_3^{2-}, Cu, Pb, As и фенола—нет
199	Скв. 67, 1966	7,4 / 1,6	188,0 / Н. с.	2,6 / 2,6	5,3 0,15 5	6,2 0,13 4	177,0 2,90 91	14,7 0,64 20	22,2 1,11 34	18,0 1,48 46	NO_3^-—3,0, фенол—0,025; CO_3^{2-}, Fe^{2+}, Fe^{3+}—нет
200	Скв. 69, 1962	7,1 / 2,2	196,0 / Н. с	3,3 / 3,3	3,6 0,10 3	4,1 0,09 2	218,5 3,58 95	10,4 0,45 12	39,3 1,96 52	16,5 1,36 36	NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+—нет, F^-—0,34
201	Скв. 76, 1956	6,8 / 0,8	99,0 / Н. с.	5,3 / 2,1	1,6 0,04 2	6,2 0,13 6	128,1 2,10 92	8,7 0,38 17	26,9 1,34 59	6,6 0,54 24	NH_4^+—0,20, NO_2^-, NO_3^-, Fe^{3+}, Fe^{2+}, CO_3^{2-}—нет
202	Скв. 82, 1957	8,2 / —	198,0 / 5,5	3,9 / 2,8	19,0 0,54 14	24,7 0,51 14	172,3 2,83 72	0,2 0,01 —	41,2 2,05 53	22,3 1,83 47	F^-—0,24, NH_4^+—0,3, NO_2^-—0,015; NO_3^-—3,60
203	Скв. 86, н. с.	—	251,0 / Н. с.	4,6 / 4,6	6,7 0,19 4	8,2 0,18 3	202,8 4,60 93	11,0 0,53 10	52,8 2,64 51	34,4 2,00 39	NO_2^-—0,015; NO_3^-—0,8; NH_4^+—0,8

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
204	Скв. 89, 1961	7,7 / —	257,0 / Н. с.	2,7 / 2,7	4,1 0,12 3	25,6 14,70 15	183,0 82,00 82	23,0 1,01 28	40,1 2,00 54	7,9 0,65 18	
205	Скв. 94, 1961	8,4 / 1,5	365,0 / Н. с.	4,0 / 4,0	25,8 0,78 11	13,5 0,28 1	352,1 5,77 85	81,4 3,54 32	37,7 1,86 27	17,2 1,41 21	CO_2 своб.–6,6; NO_3^-–0,05; Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+, Cu, Zn, As–нет
206	Скв. 97, 1960	7,2 / —	112,0 / Н. с.	1,4 / 1,4	7,1 0,20 9	6,2 0,13 6	109,8 1,80 85	17,9 0,78 37	18,0 0,90 42	5,5 0,45 21	CO_2–22,0; NH_4^+–следы; NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cu, Zn, As, H_2S–нет
207	Скв. 115, 1956	7,9 / —	865,0 / Н. с.	5,4 / 5,2	246,6 6,95 48	156,1 3,26 23	256,2 4,20 29	194,6 8,46 58	49,7 2,48 17	43,2 3,55 25	CO_2 агрес.–2,8; NO_3^-–1,18; NH_4^+–0,8

Водоносный комплекс зон трещиноватости позднепалеозойских интрузий гранитовой формации – γP_3

208	Скв. 38, 1958	6,8 / —	158,0 / 6	2,7 / 2,7	0,7 0,02 1	4,1 0,08 3	170,8 2,80 96	3,5 0,15 5	33,3 1,66 58	12,7 1,04 37	NH_4^+–1,0
209	Скв. 55, 1964	6,8 / 2,7	142,0 / Н. с.	2,4 / 1,8	13,9 0,39 16	14,8 0,31 12	108,8 1,80 72	7,8 0,31 13	27,5 1,37 51	11,9 0,98 36	NO_3^-–12,0; SiO_2–17,5
210	Скв. 50, п. с.	7,6 / 1,8	198,0 / Н. с.	3,8 / 3,8	2,8 0,08 2	4,5 0,10 2	239,7 3,93 96	8,7 0,38 9	34,5 1,72 42	24,9 2,05 49	NO_3^-–2,5; F^-–0,16
211	Скв. 79, 1958	8,6 / 2,2	241,0 / Н. с.	3,6 / 3,6	2,5 0,07 2	7,8 0,16 4	219,6 3,60 94	4,4 0,19 5	117,2 3,61 95		

212	Скв. 105, 1957	7,8 / –	290,0 / Н. с.	4,5 / 2,7	26,0 0,74 19	23,0 0,48 12	164,7 2,71 69	11,5 0,50 10	60,4 3,02 60	18,1 1,48 30	NO_3^-–66,3
213	Скв. 110, 1956	8,3 / 1,4	380,0 / 4	3,2 / 3,2	45,9 1,27 19	80,1 1,66 24	257,9 3,90 57	85,3 3,71 53	37,0 1,85 27	17,4 1,43 20	NH_4^+–0,15
214	Скв. 111, 1954	8,2 / 3,8	11820,0 / 6	13,0 / 3,8	662,8 18,67 64	334,1 6,96 24	221,1 3,63 12	383,0 16,55 56	120,0 5,99 20	85,2 7,01 24	NH_4^+–0,15
215	Скв. 116, 1956	8,0 / –	1921,4 / 11,4	6,0 / 4,8	85,1 2,10 9	672,4 14,00 53	610,2 10,00 38	469,0 20,10 77	30,0 1,50 16	54,7 4,50 17	
216	Скв. 135, п. с.	8,2 / 2,1	543,0 / 7	4,6 / 4,2	160,8 4,55 47	45,7 0,95 10	257,7 4,25 43	131,3 5,71 55	31,9 1,70 16	35,7 2,94 29	NH_4^+–0,10

Водоносный комплекс зон трещиноватости средне-позднепалеозойских интрузий гранитовой и габбровой формаций – $\gamma\beta P_{2-3}$

217	Скв. 62, 1965	6,9 / 0,8	72,0 / Н. с.	1,0 / 1,0	2,5 0,07 5	6,8 0,14 10	73,2 1,20 85	9,7 0,42 30	12,9 0,60 42	4,9 0,30 28	NH_4^+–0,05; Fe^{3+}–0,15; F^-–0,22
218	Скв. 68, 1960	6,9 / 1,8	78,0 / 5	1,4 / 1,3	3,0 0,08 6	7,0 0,15 10	79,3 1,30 81	3,9 0,17 11	17,6 0,88 57	6,0 0,49 32	NO_3^-–0,665; NH_4^+–0,115; Fe^{3+}–0,02; F^-–0,12; NO_2^-–0,002;
219	Скв. 70, 1959	7,2 / 0,9	133,0 / Н. с.	2,2 / 2,2	5,3 0,15 6	11,5 0,24 9	131,2 2,20 85	9,9 0,43 16	29,7 1,48 57	8,6 0,71 27	NO_3^-–1,6; F^-–0,18
220	Скв. 75, 1956	6,0 / 3,2	126,0 / Н. с.	1,1 / 1,1	10,3 0,29 13	25,7 0,53 23	88,4 1,45 61	25,9 1,13 50	14,6 0,73 32	5,0 0,41 18	
221	Род. 91, 1964	–	94,0 / 11,0	1,5 / 1,5	3,5 0,10 5	Не обн.	109,8 1,80 95	8,1 0,35 19	21,8 1,09 59	5,1 0,42 22	NH_4^+–0,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
222	Скв. 90, 1958	7,7 —	610,0 7	7,9 6,7	25,5 0,72 6	202,5 4,20 36	109,5 6,70 58	85,8 3,72 32	4,6 0,22 2	93,6 7,68 66	NH_4^+–следы
223	Скв. 109, 1956	8,2 6,9	438,0 4	5,2 —	12,0 0,34 4	51,4 1,07 13	424,0 6,95 83	71,3 3,10 37	55,6 2,77 33	30,2 2,48 30	NO_3^-–1,68; NH_4^+–0,8

Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий габбровой формации–γPz_{1-2}

224	Род. 64, 1959	6,3 5,8	38,0 5,2	0,7 0,6	1,8 0,05 7	5,4 0,11 14	36,6 0,60 79	1,4 0,06 8	7,8 0,39 52	3,7 0,30 40	NH_4^+–1,4; Fe^{2+}–0,1; F^-–0,04; [1]Pb–0,006; [1]Cu–0,006; [1]Zn–0,03; [1]Ag<0,001; [1]Ni–0,001; [1]Mn–0,01; Cr, Bi–нет
225	Род. 76, 1960	6,2 21,5	52,0 5,2	1,0 0,8	3,6 0,10 9	8,2 0,17 16	48,8 0,80 75	1,2 0,05 5	3,2 0,26 25	8,9 0,73 70	NH_4^+–0,4; Fe^{2+}–0,4

Водоносный комплекс зон трещиноватости ранне-среднепалеозойских интрузий перидотитовой формации–$\sigma P^3 z_{1-2}$

226	Род. 46, 1963	7,0 5,0	88,8 5	1,0 1,0	9,2 0,25 16	14,9 0,31 20	61,0 0,99 64	11,7 0,51 33	6,0 0,29 19	9,2 0,75 48	SiO_2–9,8; [1]Cu–0,001; [1]Ni<0,001; Pb–следы
227	Род. 62, 1966	7,4 1,0	322,0 Н. с.	5,2 4,7	12,1 0,34 6	54,7 1,13 18	288,0 4,72 76	28,7 1,25 19	16,0 0,8 12	59,0 4,44 69	NH_4^+–0,1; NO_2^-–0,5; NO_3^-–0,02; CO_3^{2-}–9,0

198	Род, 90, 1959	7,6 / –	251,0 / 4,8	5,0 / 4,9	8,5 / 0,24 / 5	3,0 / 0,06 / 1	295,9 / 4,85 / 94	19,6 / 0,39 / 10	17,2 / 0,76 / 14	51,1 / 4,2 / 76	CO_3^{2-} – 12,4; Fe^{2+} >0,3
199	Род, 98, 1964	7,2 / –	252,0 / 5,5	4,0 / 4,0	5,3 / 0,15 / 3	6,0 / 0,17 / 3	280,7 / 4,60 / 94	24,4 / 1,06 / 21	33,3 / 1,96 / 39	25,1 / 2,06 / 40	NO_3^- – 10,0
200	Род, 124, 1965	8,5 / 2,4	1652,0 / 4	83,7 / 3,7	145,0 / 4,06 / 40	112,8 / 3,25 / 25	225,7 / 3,70 / 37	106,7 / 4,64 / 45	37,5 / 1,87 / 20	37,5 / 3,08 / 32	NO_3^- – 8,4; NH_4^+ – 0,10
201	Скв. 33, 1960	7,6 / 1,2	260,0 / 4	5,7 / 5,3	14,5 / 0,41 / 7	6,6 / 0,14 / 2	322,3 / 5,30 / 91	3,0 / 0,13 / 2	21,0 / 1,05 / 18	56,7 / 4,66 / 80	F^- – 0,04; NH_4^+ – 0,2
202	Скв. 36, 1960	– / 8,4	1,6 / H. c.	1,6 / 1,6	5,3 / 0,15 / 6	8,2 / 0,17 / 6	144,0 / 2,36 / 88	29,9 / 1,04 / 39	17,2 / 0,86 / 32	0,2 / 0,78 / 2%	
203	Скв. 49, 1965	7,2 / 4,8	176,0 / H. c.	3,8 / 3,2	8,8 / 0,25 / 6	6,2 / 0,13 / 3	218,5 / 3,50 / 91	0,6 / 0,03 / 1	22,2 / 1,16 / 30	32,2 / 2,65 / 60	NH_4^+ – 0,7
204	Скв. 54, 1959	7,6 / 3,7	195,0 / H. c.	4,6 / 4,6	3,6 / 0,10 / 2	2,1 / 0,01 / –	280,6 / 4,60 / 98	1,8 / 0,08 / 2	13,3 / 0,69 / 15	47,9 / 3,94 / 83	F^- – 0,12
205	Скв. 58, 1965	7,5 / 1,1	174,0 / 3,5	3,8 / 3,5	6,4 / 0,18 / 5	1,6 / 0,03 / 1	213,6 / 3,50 / 94	4,6 / 0,20 / 5	18,0 / 0,90 / 22	35,5 / 2,92 / 73	CO_3^{2-} – 9,0; NO_3^- – 1,4; NH_4^+ – 0,2
206	Скв. 66, 1964	8,2 / 0,8	184,0 / H. c.	4,1 / 3,9	1,5 / 0,04 / 1	7,5 / 0,16 / 4	257,9 / 3,40 / 95	Не о'пр.	17,0 / 0,85 / 21	30,5 / 3,25 / 79	F^- – 0,17
207	Скв. 71, 1954	7,4 / 1,4	197,0 / H. c.	4,0 / 3,5	7,7 / 0,22 / 6	10,3 / 0,21 / 5	215,0 / 3,53 / 89	5,1 / 0,23 / 5	15,3 / 0,79 / 19	38,4 / 3,16 / 76	CO_3^{2-} – 9,0; NO_3^- – 1,4; NH_4^+ – 2,1; F^- – 0,06

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
238	Скв. 81, 1958	8,0 12	195,0 Н. с.	3,6 3,6	3,5 0,09 2	3,3 0,07 2	244,0 4,00 96	14,0 0,61 15	24,3 1,21 29	28,6 2,34 56	
239	Скв. 85, 1954	8,2 –	330,0 Н. с.	6,3 5,1	4,1 0,12 2	45,3 0,94 11	311,1 5,10 74	13,3 0,58 8	39,1 1,95 29	52,4 4,31 63	NH_4^+–0,4; CO_3^{2-}–21,0; F^-–0,38

Центрально-Уральское поднятие

Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений ордовика и силура–O, S

240	Рол. 33, 1963	6,2 2,2	178,0 Н. с.	2,5 2,5	3,5 0,10 3	9,9 0,21 8	152,5 2,50 89	24,6 1,07 38	43,9 2,19 61	4,2 0,34 9	NH_4^+–0,3; CO_3^{2-}–22,0; CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}–нет
241	Рол. 44, 1962	7,0 7,8	98,0 Н. с.	2,0 1,8	6,6 0,18 8	10,7 0,22 10	103,7 1,75 82	3,9 0,17 8	20,0 0,99 46	12,1 0,99 46	CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+–нет
242	Рол. 51, 1963	6,7 6,3	139,0 Н. с.	2,9 2,6	6,9 0,20 6	13,2 0,27 9	158,6 2,60 85	3,3 0,14 5	31,3 1,56 51	16,6 1,36 44	NO_2^-–0,1; NH_4^+–0,6; Fe^{2+}–0,05; SiO_2–6,3; HPO_4–0,10; CO_2 своб., NO_3^-, CO_3^{2-}, Fe^{3+}, H_2S–нет
243	Рол. 60, 1961	7,0 2,5	100,0 2,5	1,8 1,8	3,2 0,09 4	3,7 0,08 4	122,0 2,00 92	8,3 0,36 17	22,2 1,11 51	8,4 0,69 32	NH_4^+–0,2; F^-–0,01
244	Рол. 73, 1962	7,3 1,7	198,0 2,0	3,2 3,2	5,3 0,15 4	9,1 0,19 5	198,3 3,25 91	9,9 0,42 12	42,7 2,13 59	13,0 1,07 29	NO^{3-}–2,5; F^-–следы; Fe^{2+}, Fe^{3+}, NO^{2-}, NH_4^+–нет

245	Род. 81, 1962	6,7 6,4	90,0 13,0	1,3 1,1	4,3 0,12 9	7,8 0,16 12	67,1 1,10 79	1,4 0,06 4	15,2 0,76 55	6,9 0,57 41	CO_3^{2-}, NO_2^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+}—нет; NO_3^-—0,6; SiO_2—6,0; F^-—0,12
246	Скв. 35, 1959	7,1 —	120,0 Н. с.	2,3 2,1	3,6 0,10 4	9,9 0,21 9	125,1 2,05 87	1,6 0,07 3	28,7 1,44 64	10,3 0,86 36	Fe^{2+}, Fe^{3+}, NO_2^-, NO_3^-, CO_3^{2-}—нет; F^-—0,06
247	Скв. 32, 1965	7,4 2,0	240,0 Н. с.	4,4 3,8	7,0 0,20 4	18,9 0,39 9	231,8 3,80 87	Нет	72,1 3,59 82	10,2 0,80 18	NH_4^+, CO_3^{2-}, NO_2^-, $Fe_{общ}$—нет; NO_3^-—следы
248	Скв. 05, 1963	7,1 1,5	258,0 5,2	4,9 4,8	5,2 0,15 3	0,4 0,01 —	292,8 4,80 97	5,1 0,22 4	76,6 3,82 75	13,3 1,09 21	NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NO_2^-, Cu, Pb, As, Cr^{3+}—нет; CO_3^{2-}—3,00; Ni—0,004; NO_3^-—4,40; Zn—0,015; F^-—0,06; Cr^{6+}—4,5

Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура—O, S

249	Род. 25, 1963	7,0 5,1	131,4 Н. с.	1,2 1,2	30,3 0,93 40	9,9 0,20 9	73,2 1,19 51	26,9 1,17 50	14,0 0,69 30	5,7 0,46 20	NO_2^-, CO_3^{2-}, H_2S, NO_3^-, Fe^{2+} и Fe^{3+}—нет; SiO_2—10,10; HPO_4^-—0,08
250	Род. 29, 1963	7,3 1,3	100,0 3,0	1,9 1,7	3,5 0,10 5	5,8 0,11 6	103,7 1,70 89	0,5 0,02 1	26,1 1,30 68	7,2 0,59 31	
251	Род. 61, 1961	7,8 —	151,0 3,5	2,5 2,4	3,9 0,11 4	12,0 0,25 8	158,6 2,50 88	12,8 0,42 15	31,2 1,56 52	11,9 0,98 33	NH_4^+—0,65
252	Род. 77, 1962	6,3 0,7	66,0 4,5	0,5 0,3	3,2 0,09 12	18,1 0,38 49	18,3 0,30 39	7,4 0,32 41	7,6 0,38 48	1,1 0,09 11	NO_2^-—1,4; SiO_2—9,2; F^-—0,08

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
253	Род. 102, 1957	Н. с.	$\frac{^{*}237,0}{6,0}$	$\frac{4,0}{4,0}$	7,1 0,20 4	20,0 0,42 9	256,2 4,20 87	18,4 0,80 17	35,2 1,76 36	27,5 2,26 47	Fe общ.–0,3

Водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений кембрия–Cm

254	Род. 48, 1962	$\frac{6,5}{9,3}$	$\frac{54,0}{\text{Н. с.}}$	$\frac{0,6}{0,4}$	5,6 0,15 18	14,0 0,29 34	24,4 0,41 48	5,1 0,22 26	9,6 0,47 55	2,1 0,16 19	
255	Род. 59, 1962	$\frac{5,8}{\text{Не опр.}}$	$\frac{^{*}48,0}{3,6}$	$\frac{0,2}{0,2}$	3,5 0,10 16	6,0 0,12 19	24,4 0,40 65	5,8 0,25 68	1,8 0,09 16	1,1 0,09 16	CO_2 своб.–17,6; NH_4^+–0,1; NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет
256	Род. 68, 1962	$\frac{7,2}{-}$	$\frac{^{*}94,0}{3,0}$	$\frac{1,3}{1,2}$	3,6 0,10 5	20,0 0,42 25	73,2 1,20 70	10,4 0,45 26	19,6 0,93 57	3,7 0,29 17	CO_3^{2-}–нет
257	Род. 72, 1960	$\frac{7,1}{-}$	$\frac{^{*}183,0}{3,5}$	$\frac{1,9}{1,9}$	2,8 0,08 4	Не обн.	134,2 2,20 95	6,39 0,28 17	92,8 1,14 50	9,3 0,76 33	CO_2 своб.–4,4; NH_4^+–0,2; NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+} и Fe^{3+} –нет
258	Род. 82, 1962	$\frac{7,2}{-}$	$\frac{^{*}241,0}{3,0}$	$\frac{2,8}{2,8}$	32,3 0,91 22	12,0 0,25 6	183,0 3,00 72	30,5 1,33 32	25,4 1,27 31	18,9 1,56 37	CO_2 своб.–30,8; NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+} и NH_4^+–нет
259	Род. 87, 1962	$\frac{6,8}{5,3}$	$\frac{90,0}{2,2}$	$\frac{1,0}{1,0}$	4,3 0,12 9	10,7 0,22 16	61,0 1,00 75	8,7 0,36 28	17,0 0,85 62	1,7 0,14 10	NO_2^-–0,15; NO_3^-–1,60; NH_4^+, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет; F^-–0,12
260	Скв. 48, 1963	$\frac{7,0}{3,2}$	$\frac{114,0}{3,0}$	$\frac{2,1}{1,9}$	3,5 0,10 4	16,5 0,34 15	112,9 1,85 81	5,1 0,22 10	23,4 1,17 51	10,9 0,90 39	NO_2^-–0,01; NH_4^+–0,20; F^-–0,16; Fe^{2+}, Fe^{3+} и NO_3^-–нет

261	Скв. 51, 1963	7,4 1,5	260,0 5,0	3,2 3,2	3,3 0,15 4	10,3 0,21 5	229,2 3,82 91	28,8 1,25 28	20,9 1,49 34	30,4 1,68 38	CO_2–1,5; NO_2^-–следы; NH_4^+–0,1; F^-–0,2; NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}–нет

Водоносный комплекс зон трещиноватости вулканогенных пород верхнего протерозоя–кембрия–$_3^2Pt_3$–Cm

262	Род. 30, 1963	7,0 2,5	83,0 3,0	1,3 1,2	3,5 0,09 6	9,1 0,18 12	73,2 1,19 82	4,8 0,20 14	19,8 0,98 67	3,5 0,28 19	CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет; NH_4^+–1,5
263	Род. 37, 1963	6,7 3,2	68,0 6,0	0,5 0,5	3,5 0,10 12	11,5 0,24 28	30,5 0,50 60	8,6 0,37 45	6,1 0,30 36	2,0 0,16 19	CO_2 своб., NO_2^-, H_2S, NO_2^-, CO_3^{2-}, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет; NH_4^+–0,5; SiO_2 8,0; HPO_4^{2-} 0,1

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных образований верхнего протерозоя–кембрия–$_3^2Pt_3$–Cm

264	Род. 34, 1963	7,0 3,3	96,0 4,0	1,3 1,3	3,5 0,04 6	7,4 0,15 9	85,4 1,39 85	9,1 1,38 23	17,8 0,87 53	4,8 0,39 24	NH_4^+–2,1
265	Род. 40, 1962	5,5 9,9	48,0 Н. с.	0,7 0,5	5,3 0,15 19	6,6 0,13 17	30,5 0,50 64	Нет	4,9 0,20 30	5,7 0,46 70	CO_2 своб., NO_2^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NO_2^- и NH_4^+–нет; F^- 0,01
266	Род. 41, 1963	7,0 22,0	60,0 Н. с.	1,1 1,0	7,1 0,20 16	3,7 0,07 5	61,0 1,00 79	3,9 0,17 13	12,0 0,60 47	6,1 0,50 40	CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-; Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет; NH_4^+–следы
267	Род. 15, 1962	7,8 Не опр.	64,0 Н. с.	0,7 0,7	3,5 0,10 9	12,0 0,25 22	48,8 0,80 69	9,9 0,43 37	14,4 0,72 63	Нет	
268	Род. 33, 1962	6,6 14,5	136,0 4,0	2,5 2,1	3,5 0,10 4	16,4 0,30 12	128,1 2,10 84	0,7 0,03 1	34,7 1,98 79	6,0 0,49 20	CO_2 своб., NO_2^-, NO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+} и NH_4^+–нет; F^-–0,06

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
269	Род. 56, 1961	7,0 / 2,8	56,0 / 3,0	0,7 / 0,7	3,2 0,00 9	5,8 0,12 12	48,8 0,80 79	8,3 0,36 36	9,2 0,16 45	2,3 0,19 19	SiO_2–6,0, F^-–0,07
270	Род. 84, 1965	7,1 / 1,2	105,0 / Н с	1,5 / 1,6	5,3 0,15 8	4,5 0,09 5	103,7 1,70 87	7,8 0,34 17	24,0 1,20 62	4,9 0,40 21	CO_3^{2-}, NO_2^-, Fe^{2+} и Fe^{3+} –нет, NH_4^+–0,1; NO_3^-–0,8, F^-–0,12, фенол–0,05
271	Род. 88 (восх.), 1964	7,1 / –	<106,0 / Н с	1,5 / 1,5	6,4 0,18 9	4,0 0,08 4	103,8 1,80 87	13,8 0,60 29	22,0 1,10 54	4,3 0,35 17	CO_3^{2-}, NO_2^-, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет, NO_3^-–0,60, NH_4^+–0,4
272	То же, (иссх.)	7,1 / –	<109,0 / Н с.	1,5 / 1,5	6,4 0,18 9	6,0 0,12 6	103,8 1,80 85	14,7 0,64 30	22,0 1,10 53	4,3 0,35 17	CO_3^{2-}, NO_2^-, Fe^{2+} и Fe^{3+}–нет, NO_3^-–0,60, NH_4^+–0,4
273	Род. 89, 1950	7,4 / 8,8	121,3 / 7,0	2,3 / 2,2	5,3 0,15 6	4,0 0,08 3	134,2 2,20 91	3,9 0,17 7	31,4 1,57 65	8,4 0,69 28	NH_4^+–0,4, Fe^{2+} и Fe^{3+}–0,8
274	Род. 97, 1958	7,0 / Н. с.	170,2 / 5,0	2,8 / 2,8	3,2 0,00 3	12,0 0,25 7	183,0 3,00 90	12,4 0,54 16	34,8 1,74 50	14,2 1,16 34	NH_4^+–2,0, NO_2^-–0,02, CO_2 своб.–6,90, Fe^{2+}–Fe^{3+}–0,1
275	Скв. 42, 1964	6,8 / 2,1	140,0 / Н с	1,9 / 1,9	3,2 0,00 4	21,8 0,45 18	175,9 1,90 78	12,9 0,56 23	34,1 1,70 69	2,4 0,20 8	SiO_2–12,50, фенола нет

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований верхнего протерозоя–кембрия–gPt_3–Cm

276	Род. 24, 1963	6,8 / 2,5	161,6 / 4,0	2,8 / 1,6	6,9 0,19 9	16,6 0,34 16	97,6 1,59 75	Нет	67,9 2,37 84	5,7 0,46 16	SiO_2–18,2

277	Рот, 27, 1963	7,0 1,7	75,5 2,0	0,3 0,3	10,6 0,27 23	7,5 0,15 12	48,6 0,78 65	20,2 0,88 73	6,0 0,29 24	0,4 0,05 3	NH_4^+–0,7, SiO_2–18,3
278	Рот, 43, 1965	6,2 Не опр	52,0 Н с	0,6 0,5	14,0 0,40 40	Нет	37,0 0,60 60	9,2 0,40 40	6,0 0,20 20	4,9 0,30 30	NH_4^+–0,7, CO_2 своб–0,0
279	Рот, 50, 1963	5,8 6,7	59,4 Н. с.	0,3 0,3	10,6 0,27 24	9,1 0,18 16	42,7 0,69 60	20,3 0,89 77	4,0 0,19 17	0,9 0,07 6	CO_2 своб, NO_3^-, CO_3^{2-}, H_2S, NO_2^-, Fe^{2+}, Fe^{3+} и HPO_4^{2-} – нет, NH_4^+–1,0, SiO_2–4,6
280	Рот, 85, 1959	6,9 1,8	104,0 3,5	2,2 2,1	3,6 0,10 4	2,1 0,04 2	125,0 2,05 94	0,5 0,02 1	29,3 1,16 33	12,3 1,01 46	NO_3^-–0,05, NO_2^-–следы

Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений клыктанской свиты – Pt_3kl

281	Скв, 45, 1955	7,4 3,1	256,0 Н с	5,1 5,1	7,1 0,20 4	4,0 0,08 2	280,6 4,60 94	0,5 0,02 –	32,1 2,60 51	30,4 2,50 49	NO_3^-–15,0, SiO_2–4,2
282	Скв 30, 1963	7,1 1,2	164,0 3,4	3,4 3,2	2,1 0,06 2	4,1 0,08 2	197,1 3,23 96	0,5 0,02 1	45,9 2,29 67	13,0 1,07 32	NH_4^+–0,15, F^-–0,06

Водоносный комплекс зон трещиноватости карбонатных отложений верхнего протерозоя – Pt_3 и девона – карбона (D–C)

283	Род, 111, 1959	7,4 Не опр	200,0 6,0	4,2 2,0	5,3 0,15 3	Нет	211,1 3,00 97	Нет	51,1 2,70 65	17,6 1,45 35	NH_4^+–0,10
284	Род, 112, 1959	7,6 –	140,0 6,0	2,8 2,5	8,9 0,25 9	4,0 0,08 3	152,6 2,50 88	Нет	38,7 1,93 68	10,9 0,90 32	NO_2^-–0,01, NH_4^+–0,1

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
285	Род. 117, 1963	7,6 / Н. с.	252,0 / 5,0	4,7 / 4,4	3,2 0,09 2	12,3 0,26 5	268,4 4,40 93	5,8 0,25 5	70,1 3,50 72	14,0 1,15 23	NO_2^-–0,01; NO_3^-–9,6; SiO_2–8,0
286	Скв. 88, 1958	7,6 / –	230,0 / Н. с.	4,1 / 3,7	3,4 0,16 2	41,2 0,82 18	222,7 3,65 80	12,4 0,54 12	42,3 2,11 46	25,8 1,96 42	NO_3^-–2,5
287	Скв. 92, 1962	7,8 / –	380,0 / Н. с.	5,8 / 3,6	8,5 0,24 4	51,0 1,06 15	341,6 5,60 81	25,3 1,10 16	84,2 4,20 61	19,5 1,60 23	CO_2 своб.–21,4; Fe^{3+}–0,4
288	Скв. 101, 1963	7,6 / Н. с.	266,0 / Н. с.	5,0 / 4,5	9,1 0,26 5	9,5 0,20 4	277,0 4,54 91	–	68,7 3,43 69	19,1 1,57 31	

Водоносный комплекс метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя и ашинской свиты кембрия–sPt_3, Cm_{as}

289	Род. 106, 1958	7,6 / 0,3	292,0 / 6,0	5,6 / 5,6	6,3 0,18 3	12,0 0,25 4	341,6 5,60 93	10,0 0,41 4	63,5 3,17 52	26,5 2,42 44	NH_4^+–0,4
290	Род. 116, 1961	6,8 / 3,4	64,2 / 4,6	0,5 / 0,5	7,1 0,20 17	3,7 0,07 6	55,0 0,90 77	18,3 0,73 62	5,4 0,27 23	2,2 0,17 15	CO_2 своб.–5,5; Cu–27,5; SiO_2–3,3
291	Род. 126, 1961	6,2 / –	59,0 / 10,0	0,3 / 0,3	6,1 0,17 17	20,0 0,42 42	24,4 0,40 41	17,0 0,74 75	1,6 0,08 8	2,1 0,17 17	NH_4^+<0,1; CO_3^{2-}, NO_2^-, Fe^{2+}–нет; Fe^{3+}–не опр.
292	Скв. 93, 1962	8,0 / –	317,0 / Н. с.	3,5 / 3,5	29,0 0,81 14	30,4 0,63 11	256,2 4,20 75	46,0 1,84 33	62,0 3,10 35	8,5 0,70 12	CO_2 своб.–13,2; NO_2^-, NO_3^-, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Cu, Zn, As–нет; NH_4^+–0,1

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований зигальгинской свиты—gPt_1zg

293	Род 118, 1961 (лето)	6,0 / Н с	69,0 / 4,0	0,3 / 0,3	7,8 0,22 20	25,0 0,52 45	24,4 0,40 35	18,4 0,30 70	3,4 0,17 15	2,1 0,17 15	NO_2^-—следы
294	Род 118, 1961 (зима)	7,0 / Н с	166,0 / Н с	1,8 / 1,8	21,5 0,60 23	8,2 0,17 7	109,8 1,80 70	16,8 0,67 26	26,0 1,40 54	6,1 0,50 20	NH_4^+—0,1, Fe^{3+}—следы, CO_2 своб.—17,6
295	Скв 99, 1947	7,5 / Н с	124,0 / 5,5	2,2 / 2,0	8,7 0,24 10	3,3 0,07 3	122,0 2,00 87	1,6 0,07 3	23,9 1,19 51	12,8 1,05 46	NH_4^+ сол —0,2, NH_4^+ бел —0,29, NO_3^-—0,002

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных вулканогенных пород верхнего протерозоя—βPt_3

296	Род 119, 1961	6,6 / Н с.	73,0 / Н с	0,6 / 0,4	7,8 0,22 19	25,0 0,52 46	24,4 0,40 35	12,7 0,55 48	8,4 0,42 37	2,1 0,17 15	NH_4^+—следы, Fe^{3+}—0,3 CO_2 своб —4,4
297	Род 125, 1961	6,2 / Н с	75,0 / 7,0	0,6 / 0,4	7,8 0,22 18	30,0 0,62 50	24,4 0,40 32	14,9 0,65 53	5,0 0,25 20	4,1 0,34 27	$NO_2^- < 0,01$, NH_4^+—0,2, Fe^{3+}—0,3
298	Скв 100, 1962	7,2 / —	145,0 / Н с	1,4 / 1,4	7,1 0,20 8	20,6 0,43 16	122,0 2,00 76	28,0 1,22 46	25,0 1,25 48	1,8 0,15 6	CO_2 своб —26,4

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфических образований нижнего и верхнего протерозоя—$gPt_{1\,3}$

299	Род 105, 1958	7,2 / Н с	40,0 / 7,0	0,6 / 0,6	3,2 0,09 11	4,0 0,08 10	36,6 0,60 79	4,1 0,18 22	8,9 0,45 59	1,8 0,15 19	NH_4^+—0,2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
300	Род. 115, 1961	3,0 / Н. с.	93,0 / 6,0	0,6 / 0,4	7,8 0,22 19	25,0 0,32 46	24,4 0,40 35	12,1 0,55 48	6,8 0,34 30	3,0 0,25 22	NO_2^-, Fe^{3+} и NH_4^+ – следы; Fe^{2+} – есть; Cu – 26,4
301	Скв. 91, 1962	6,8 / –	107,0 / Н. с.	2,8 / 0,1	21,7 0,61 32	3,8 0,12 6	72,2 1,20 62	23,3 0,93 48	20,0 1,00 52	Не обн.	NO_2^- и As – нет; NH_4^+ – 1,84; NO_3^- – 0,4; Fe^{3+} – 0,6; Fe^{2+} – следы; Cu – 8,8; Zn – 0,20

Водоносный комплекс зон трещиноватости интрузивных пород протерозоя и кембрия – γ(Pt, Cm), ν(Pt, Cm)

302	Род. 109, 1961	7,0 / Не обн.	52,8 / 4,8	0,4 / 0,4	3,6 0,10 7	4,9 0,10 7	72,5 1,19 86	21,0 0,84 60	6,0 0,30 22	3,0 0,25 18	CO_3^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cu и As – нет; CO_2 своб. – 6,60; CO_2 связ. – 36,25; щелочность – 0,5
303	Род. 113, 1961	6,2 / Н. с.	178,0 / 8,2	2,5 / 1,2	7,8 0,22 9	53,0 1,12 44	73,2 1,20 47	0,5 0,20 1	25,3 1,26 50	15,3 1,26 49	CO_3^{2-} и NH_4^+ – нет; NO_2^- < 0,01; CO_2 своб. – 39,6; Fe^{2+} и Fe^{3+} – следы
304	Род. 114, 1961	7,5 / –	84,0 / 9,0	1,3 / 1,0	8,4 0,24 16	11,2 0,23 16	61,0 1,00 68	9,7 0,42 24	8,4 0,42 24	11,2 0,92 52	NO_2^- – 0,01; NH_4^+ и CO_3^{2-} – нет; Fe^{2+} – есть; Fe^{3+} < 0,3; CO_2 своб. – 4,1

Химический состав поверхностных вод

№ п/п	Место взятия пробы и дата отбора пробы	pH / Окислаемость, мг/л O_2	Сухой остаток, мг/л / Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв: общая / карбонатная	Содержание основных компонентов: мг/л, мг-экв, мг-экв% Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Содержание второстепенных элементов, мг/л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Бассейн р. Камы											
305	Река Кама у г. Перми, 29/XII 1950	– / 11,5	451,5 / Н. с.	4,7 / 2,4	70,0 1,97 31	91,1 1,90 29	158,6 2,77 40	45,2 1,97 28	76,2 3,80 59	10,4 0,86 13	Fe общ.–0,57; SiO_2–5,3
306	Река Вишера у пос. Рябинино, 31/XII 1959	– / 8,2	354,4 / Н. с.	4,1 / 2,6	34,4 0,97 20	44,1 0,92 19	176,3 2,89 61	17,5 0,76 15	59,7 2,98 62	13,4 1,10 23	
307	Река Косьва у д. Останино, 20/XI 1959	–	307,3 / Н. с.	3,6 / 0,8	51,4 1,45 31	109,2 2,27 49	56,7 0,93 20	27,5 1,20 24	48,9 2,44 52	13,6 1,12 24	NO_2^-–0,009
308	Река Чусовая у д. Раскуиха, 10/IV 1959	Н. с.	336,1 / Н. с.	4,1 / 0,9	31,2 0,88 18	141,1 2,94 60	67,7 1,11 22	21,8 0,95 18	59,9 2,99 60	13,2 1,08 22	NO_3^-–1,2; NO_2^-–0,042; SiO_2–4,6; Fe общ.–0,3
309	Река Уфа у г. Нязепетровска, 26/III 1961	– / 4,0	184,9 / Н. с.	0,6 / 0,5	0,1 – –	20,4 0,61 56	29,3 0,48 44	13,0 0,56 46	6,6 0,33 29	3,5 0,28 25	NO_3^-–3,0; SiO_2–6,2; Fe общ.–0,22
310	Река Уфа у г. Красноуфимска, 29/II 1960	6,2 / –	321,8 / Н. с.	3,8 / 3,5	3,5 0,10 2	29,5 0,61 15	211,7 3,47 83	8,8 0,38 8	55,3 2,76 66	13,0 1,07 26	NO_3^-–0,042

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
311	Река Ай у пос Новая Пристань, 19/III 1961	7,7 2,7	1200,7 Н с	3,8 3,3	5,4 0,15 4	19,5 0,41 11	200,0 3,28 85	2,2 0,10 2	46,0 2,30 60	17,6 1,45 38	

Бассейн р Тобола

312	Река Тобол у г Кургана, 13/III 1949	7,6 4,7	11200,0 Н с	10,6 6,4	210,0 5,92 33	240,0 5,00 20	400,0 6,56 38	170,0 7,39 40	120,0 5,00 33	60,0 4,93 27	NO_3^-–2,0
313	Река Тобол у г Кургана, 30/VI 1950	– 6,8	1694,7 Н с	6,6 5,0	94,9 2,68 27	163,3 3,39 31	241,6 5,03 39	85,8 3,73 34	72,8 3,63 36	36,3 2,98 30	NO_3^-–0,005, SiO_2–5,9
314	Река Уй у г Троицка 27/II 1957	– 5,5	11000,0 Н с	13,8 7,5	120,0 3,38 21	240,0 5,00 31	460,0 7,54 48	30,0 2,17 14	120,0 5,99 39	90,0 7,4 47	NO_3^-–5,0, Fe общ – 0,11
315	Река Исеть у пос Палкино, 1957	9,0 10,1	~ 144,0 Н с	1,7 1,1	6,2 0,17 8	37,0 0,77 39	64,1 1,05 53	5,5 0,24 12	25,1 1,25 63	6,0 0,49 25	NH_4^+–0,7, Fe общ – 0,10, NO_2^-–1,4, NO_3^-–0,3
316	Река Миасс у г. Челябинска, 18/III 1952	–	1220,2 Н с	2,9 1,9	3,0 0,05 3	37,3 1,19 38	114,1 1,87 59	3,2 0,23 7	35,1 1,75 56	11,4 1,18 37	NO_3^-–0,10, SiO_2–3,6
317	Река Тура у г Туринска, 30/III 1949	7,3 7,4	1262,4 Н с	3,3 2,4	10,5 0,30 9	30,6 0,82 23	146,4 2,39 68	5,5 0,24 6	45,4 2,27 65	12,5 1,03 29	Fe общ – 2,5
318	Река Сосьва у пос Сосьва, 10/IX 1941	7,3 8,2	167,3 Н с	2,2 1,7	6,0 0,17 8	6,1 0,13 6	115,9 1,9 86	0,8 0,04 1	30,0 1,50 68	8,2 0,67 31	Fe общ – 0,11

319	Курганская обл., оз. Горькое (курорт), 6 IV 1942	–	45 600,0 / Н. с.	218,2 / 23,2	17 890,0 504,44 68	10 380,0 216,3 29	1410,0 29,20 3	13 360,0 574,05 77	40,0 1,89 –	2 190,0 180,10 23	CO_3–330,0
320	Курганская обл., оз. Медвежье (курорт), 5 VIII 1960	7,4 / –	1225 540,0 / Н. с.	1306,2 / 1,6	121 150 3419,3 86	26 310 548,4 13	50,0 1,6 1	61 440 2671,4 67	510,0 25,2 1	15 580 1 281,0 32	CO_3–170; J–1,52; Br–200,4
321	Свердловская обл., оз. д. Чеклецово, 1936	–	89,0 / Н. с.	0,3 / 0,3	5,1 0,15 9	0,3 0,02 1	96,2 1,57 90	34,2 1,48 84	3,9 0,19 11	1,1 0,00 5	
322	Курганская обл., оз. Сульфатное, 25 VIII 1943	–	124 300,0 / Н. с.	185,2 / 3,4	14 600,0 411,20 22	68 870,0 1 434,70 78	208,0 3,40 –	35 276,0 1 644,16 90	86,0 4,20 –	2 172,0 181,00 10	
323	Челябинская обл., оз. Мокишты, 12 XII 1955	9,0 / 21,6	1357,0 / Н. с.	47,2 / 47,2	130,0 3,66 18	51,5 1,08 5	979,1 16,05 77	375,3 16,36 70	18,8 0,91 4	75,6 6,22 26	NO_3^-–2,6; CO_3^{--}–102,0; F^-–0,69; NH_4^+–0,15; Fe^{3+}–0,15
324	Челябинская обл., оз. Кадры, 20 XII 1954	8,6 / 16,7	682,0 / 4	8,1 / 8,1	80,1 2,26 19	22,2 0,46 4	556,6 9,12 77	122,4 5,32 40	15,1 0,75 6	80,4 7,35 55	CO_3^{--}–51,0; F^-–1,49 NH_4^+–1,5; Fe^{2+}–0,3 Fe^{3+}–2,4
325	Челябинская обл., оз. Кассагач, 3 X 1952	8,4 / 15,3	969,0 / Н. с.	7,3 / 7,3	112,5 3,17 27	46,1 1,00 9	451,4 7,40 64	230,7 10,03 58	17,6 0,88 5	78,2 6,43 37	NO_3^-–0,05; CO_3^{--}–418,0; NH_4^+–0,1; Fe^{2+}–0,2; Fe^{3+}–0,3
326	Челябинская обл., оз. Кшакшак, 14 X 1952	7,9 / 13,8	689,0 / Н. с.	6,6 / 4,3	18,3 1,56 13	214,0 4,46 41	262,3 4,30 43	80,5 3,50 35	71,8 3,58 37	37,4 3,07 30	NH_4^+–0,5; Fe^{2+}–0,1; Fe^{3+}–0,2

Минеральные (лечебные) воды Урала

№ п/п	Место взятия пробы и геологический индекс горизонта	Глубина опробования, м / Год отбора пробы	pH / Температура воды, °С	Сухой остаток, г/л	Содержание основных компонентов: мг/л, мг-экв, мг-экв%						Содержание биологически активных компонентов, мг/л
					Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
327	Ключи, скв. 1, P	250 / 1965	7,0 / 6,2	3,9	647,8 18,20 21	1491,0 31,00 32	622,2 10,20 17	614,6 13,40 45	332,0 16,60 28	197,0 16,20 27	H_2S–158
328	Ключи, скв. 3, P	300 / 1965	7,1 / 7,0	9,9	3 733,0 105,28 65	1372,4 28,60 17	1769,0 29,00 18	2 150,0 93,47 57	228,0 11,40 7	705,3 58,00 36	H_2S–316
329	Пос. Чернушка, водолечебница Трушники, скв., P	223 / 1959	7,7 / 7,0	10,2	2 775,0 78,28 48	4050,1 84,32 51	111,0 1,82 1	2 197,1 95,56 58	521,0 25,99 16	521,0 42,85 26	H_2S–316
330	Усть-Качка, скв. 1, P_1	560 / 1965	6,8 / 12,2	74,2	39 890,0 1 124,96 90	5704,3 120,15 9	762,5 12,50 1	25 444,6 1 106,30 88	1 176,0 58,80 5	1123,6 92,40 7	H_2S–350; Br–115; J–20
331	Город Кудымкар, скв. 1, P_1	725 / 1959	7,1 / –	269,1	147 050 4 146,66 100	670,0 0,14 –	511,0 8,34 –	69 390,0 3 010,82 73	13 630,0 680,14 16	5615,0 464,22 11	H_2S–256; Br–1086; J–9
332	Город Ныта, скв. 9, C	765 / 1962	– / 8,4	249,4	149 500 4 216,00 99	2517,0 52,40 1	415,0 6,81 –	89 490,0 3 883,32 90	5 432,0 271,06 6	2070,0 170,22 4	H_2S–95; Br–317; J–9
333	Пос. Палаша, скв. 55, C	1115 / 1962	– / 12,0	280,5	170 817,0 4 817,94 100	1044,0 21,74 –	610,0 9,99 –	97 029,0 4 220,29 87	8 617,0 429,99 9	2420,0 199,00 4	H_2S–425; Br–458; J–14,3

| | | |

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
344	Курорт Увильды, скв. 44, pP_3	– 1965	7,0 5,0	0,12	7,1 0,20 12	27,2 0,56 32	30,2 0,97 36	2,1 0,09 5	12,8 0,64 37	12,2 1,00 58	Rн—200 тр/д
345	Оз. Подборное, скв. 32	41 1965	8,0 6,0	3,5	1380,0 38,92 66	354,0 7,36 13	780,0 12,80 21	1270,0 50,98 86	132,0 6,50 11	18,3 1,50 3	
346	Дом отдыха Обухово, скв. 20, род., Cr_2	– 1965	7,8 –	1,5	429,8 12,12 56	58,4 1,22 6	206,2 8,30 38	436,0 18,84 87	18,0 0,90 4	23,1 1,90 9	
347	Дом отдыха Обухово, скв. 11, Cr_2	– 1966,	7,9 7,0	2,0	818,4 23,08 74	47,4 0,86 3	439,2 7,20 23	650,2 28,66 92	28,0 1,40 4	13,4 1,10 4	
348	Копейский район, скв. 7г, T–J	81 1945	7,5 6,0	5,3	1000,0 28,18 36	2150,0 44,72 57	368,6 5,56 7	632,0 27,50 35	524,0 26,15 33	302,0 24,80 32	
349	Челябинский грабен, Камышловский участок, скв. 940г, T–J	252 1956	7,5 7,0	22,7	13715,0 386,88 99	Нет –	244,0 4,00 1	8177,0 369,15 94	222,4 11,10 3	129,2 10,65 3	
350	Город Курган, скв., Cr_2	130 1965	8,1 7,0	5,3	1533,7 45,00 53	227,6 4,30 6	307,0 33,30 41	783,4 34,10 42	446,0 22,30 27	300,5 24,70 31	
351	Деревня Куртомка, водолечебница, скв. 1, Cr_2	186 1963	8,0 12,0	9,1	5714,4 101,10 99	Нет	115,9 1,90 1	3082,4 134,40 82	91,8 4,10 3	209,0 24,70 15	

| | | |

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрикосов Н. Х. Нефтегазоносиость Пермской области. М., Гостоптехиздат, 1963.

Абросимова Е. К., Саранина К. Н. Термальные воды Зауралья и их использование в курортных целях. В кн. «Информационно-методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей», вып. IV, Свердловский ин-т курортологии и физиотерапии, 1961.

Альбов С. В. К вопросу о водоснабжении Магнитогорска. «Разведка недр», 1933, № 3.

Аминев А. М. Курорт Ключи (Уральская Мацеста). Изд. Пермского мед. ин-та, Пермь, 1935.

Антипин В. И., Барабашкин М. Я., Сигов А. П. Подземиые воды Зауралья и возможности использования их для водоснабжеиия колхозов, совхозов и МТС. «Гидрогеологический сб. по вопросам водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья». М., Госгеолтехиздат, 1956.

Апродов В. А. Особенности карстообразования в Пермской области. Геогр. сб. 1952, № 1.

Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональиость. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Белицкий А. С. Развитие древнего карста на восточном склоне Среднего Урала. «Разведка недр», 1949, № 1.

Белоликов А. И., Ходьков А. Е., Исакова М. С., Хидарова К. С. О причинах засоления подземных вод в водозаборах Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИгалургии, вып. XXXV, 1959.

Бирилова Н. И. Карстовые явлеиия Кунгура и его окрестностей. Изв. Гидрогеол. ин-та, 1934, № 66.

Богословский В. Ф. Из наблюдений над карстовыми явлениями междуречья Камы и Чусовой. Зап. Пермск. пед. ин-та, вып. VII, 1940.

Бондаренко С. С. Йодо-бромные воды Поволжья и Прикамья. «Советская геология», 1959, № 12.

Буданов Н. Д. Подземные воды Челябинской области и использование их для водоснабжения сельского хозяйства. «Гидрогеологический сб. по вопросам водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья» М., Госгеолтехиздат, 1956.

Буданов Н. Д. Роль иовейшей тектоиики и связаиных с ней трещииных нарушении в гидрогеологии Урала. «Советская геология», 1957, № 58.

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., изд-во «Наука», 1964.

Буданов Н. Д., Емельянов Г. Н., Юшкова Е. С. Глубиинные воды, особенности их состава и геиезиса. «Советская геология», 1968, № 5.

Буданов Н. Д., Сидоров И. Н. Гидрогеологические условия Кизеловского каменноугольиого бассейна и некоторые вопросы дальнейшей его разработки. Гидрогеол. сб., УФАН СССР, 1962, №2.

Бунеев А. Н. К вопросу происхождения осиовных типов минеральных вод в осадочных породах. М., Докл. АН СССР, т. 45, 1944, № 6.

Буренин Г. С. Водоснабжение г. Надеждинска. «Разведка недр», 1932, № 2.

Валяшко М. Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соляных озер. М., Докл. АН СССР, т. XXIII, 1939, № 7.

Валяшко М. Г. Экспериментальные исследования процессов метаморфизации природных соляных вод. Тр. ВНИИгалургии, вып. 22, 1952.

Валяшко М. Г., Поливанова А. И. Высокоминерализованные воды в системе природиых вод, их генезис, особениости и распределение. Междуиар. геол. конгр., XXXIII сес., докл. сов. геол., М., изд. АН СССР, 1968.

Варсанофьева В. А. Карстовые явлеиия в северной части Уфимского плато. «Землеведение», т. XXII, 1915.

Васильевский М М Схема основного гидрогеологического районирования Европейской части СССР «Советская геология», 1938, № 8—9
Вахрушев Г В Минеральные воды и грязи Башкирской республики «Хозяйство Башкирии» Изд Госплана БАССР, Уфа, 1929
Вернадский В И Избранные сочинении, т III (сероводород на Урале) М, изд во АН СССР, 1959
Весновский В К Минеральные источники в Пермском округе Материалы по изучению Камского Приуралья вып 1, 1928
Вещезеров В И, Козлов Б М Гидрогеологии и гидрохимия Пермского Прикамьи, 1959
Высоцкий Н К Геологические исследования в Черноземной полосе Западной Сибири (предварительный отчет) «Горный журнал», т II, 1894
Высоцкий Н К Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири (Геологические исследования и разведочные работы по линии Сиб ж д), 1896
Гармонов И В, Балашов Л С Особенности динамики и химии подземных вод артезианских бассейнов различных типов Междунар геол конгр, XXXIII сес, докл сов геол, М изд АН СССР, 1968
Гармонов И В, Иванов А В, Нефедова Е И, Смирнова Г Н, Сугробов В М Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования М, Изд во АН СССР, 1961
Гатальский М А О погребенных и застойных подземных водах Русской платформы в связи с поисками нефти и газа Тр. ВНИГРИ, нов серия, Геологические сб № 2 М, Гостоптехиздат, 1958
Геология СССР, т XII, Урал Под ред П И Аладинского М, изд во «Недра», 1969
Гидрогеология СССР, т XXXIII, Северный Казахстан Под ред П М Фролова М, изд-во «Недра», 1966
Гидрогеология СССР, т XVI, Западная Сибирь Под ред В А Нудлер М, изд во «Недра» 1970
Голодковская Г А Совещание по проблемам инженерно геологического картирования и районирования «Советская геология», 1963, № 3
Голубева Л В Некоторые эрозионно карстовые и карстовые формы рельефа в Кунгурском и Кишертском районах Пермской области Изв ин та при Пермском ун-те, т 13, вып 7, 1953
Голубева Л В Карстовые явления в долине р Ирени в Кунгурском районе Пермской области Уч зап Пермского ун та, т 7, вып 4, 1956
Горский И И Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений М, Изв АН СССР сер геол, 1943, № 4, 5
Гуревич М С Белякова Е Е, Зайцев И К и др Объясительная записка к гидрогеологической карте Сибири и Дальнего Востока Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 3, 1956
Дзенс Литовский А И Карст соляных месторождений СССР Изв Всес геогр об ва, т 72, вып 6, 1940
Дмитриев П В Об оползневых явлениях в пермских образованиях Волги и Камы «Разведка недр», 1935, № 12
Дурденевская М Круглые озера, «степные блюдца», болота и степные озера Челябинского округа «Землеведение», т XXXI, вып 1—4, 1929
Духанина В И Закономерности распространения и формировании грунтовых вод Русской равнины «Проблемы гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960
Егоров С В Основные закономерности динамики подземных вод южной части Западно Сибирской низменности Л, Тр ВСЕГЕИ, т 101, 1963
Ежов Ю А, Сидоров И Н Определение притоков воды и меры их снижения в шахтах Кизеловского бассейна Гидрогеологический сб, УФАН СССР, Свердловск, 1964, № 3
Есипов П М, Мамаев Н Ф Новые данные по стратиграфии и тектонике Полтаво Брединского угленосного района Изв АН СССР сер геол, 1940, № 1
Жилинскии И И Козырев А Е Очерк разведочных работ на воду в полосе Западно Сибирской ж д с целью водоснабжения переселенческих участков Тр 1 го Всерос съезда деят по практич геол и развед делу, 1903
Жукова В И Материалы геологической и гидрогеологической съемки — гидрогеологические исследования для водоснабжении М, ВОДГЕО, т IV, 1939—1940
Забаринский П П Карсты на глубине 958—971 м в Кизеловском каменноугольном районе «Разведка недр», 1934, № 18
Забаринский П П Некоторые данные о газированных источниках и природных выделениях газов в Кизеловском районе «Разведка недр», 1935, № 16
Зайцев И К К гидрогеологии района Полтавского, Брединского и Бородиновского каменноугольных месторождений «Восточный склон Южного Урала» Тр ЦНИГРИ, сб «Гидрогеология», 1934, № 3
Зайцев И К Основные закономерности распространения подземных вод на территории Азиатской части СССР в связи с изучением их режима Сб тез докл

III Всес гидрогеол съезда Секц подзем вод и проблем подзем питания рек, ВСЕГЕИ, 1957

Зайцев И К Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР Бюлл ВСЕГЕИ, 1958, № 1

Зайцев И К Основные закономерности распространения, формирования и очередные задачи изучения минеральных промышленных вод СССР Сб «Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока», М, изд-во «Наука», 1967

Зайцев И К Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных «Советская геология», 1968, № 1

Зайцев И К, Толстихин Н И Основы структурно геологического районирования СССР Л, Тр ВСЕГЕИ, т 101, 1963

Зеленин Г П, Буренин Г С Гидрогеология Уральской области «Советская Азия», кн 7—8, 1931

Зеленин Г П, Буренин Г С Геологические условия и подземные воды Урало Камской области Материалы для характеристики ресурсов подземных вод по районам СССР М—Л, изд Всесоюзн геол разв. объед, 1933

Знаменский И К К гидрогеологии района Курьинских и Обуховских минеральных вод Сб «Минеральные источники Пермск губ», Пермь, 1916

Иванин В В К вопросу определения вероятных размеров максимальных среднегодовых водопритоков в шахтах при разработке глубоких горизонтов (на примере некоторых шахт Кизеловского бассейна) Гидрогеологический сб, № 3, УФАН СССР, Свердловск, 1964

Иконников С А К вопросу о химическом составе вод некоторых минеральных источников Уральской области Сб «Курорты Урала», 1929

Каменский Г Н Вопросы формирования подземных вод Тр Лаборатории гидрогеологических проблем, т XVI, 1958

Кандыкин Ф И Нижне Сергинские минеральные воды Зап Урал об ва любит естествозн, т XXXIX, Свердловск, 1924

Каштанов С Г Новые данные к истории развития Палеокамы М, Докл АН СССР, 1956, № 4

Кельманский М С Гидрогеология угольных копей Кизеловского карстового района на Урале и условия производства горных работ под водоносными карстами «Уголь», 1938, № 11

Кирюхин В А Подземные воды северной части Тургайского прогиба Зап ЛГИ, т 34, вып 2, 1958

Клер М О Схема геологического строения Пермской губернии и ее гидрогеология «Уральский техник», 1915, № 6—7

Клер М О Краткий предварительный отчет обследования озер Челябинского уезда, произведенного летом 1915 г Челябинской уездно земской управой «Уральский техник» 1916 № 4—5

Клер М О Гидрогеология Урала Тр Всеросс гидрогеолог съезда, Ленинград, 1928

Клер М О Геологические и гидрогеологические условия курортов Урала Сб «Курорты Урала» 1929

Кобяк Г Г Краснокамские воды Уч зап Пермск ун-та, т II, вып 2—3, 1935

Ковалев В Ф Подземные воды Среднего и Северного Зауралья и вопросы газонефтеносности Тр ГГИ УФАН СССР, Свердловск, 1955

Ковалев В Ф Подземные воды Среднего и Северного Зауралья и вопросы газонефтеносности Тр ГГИ УФАН СССР, вып 47, 1960

Ковалев В Ф, Кулакова В Я Гидрогеологические условия и лечебные ресурсы оз Молтаево В кн «Сапропелевое оз Молтаево», Свердловск, 1950

Ковалевский В С Опыт гидрогеологического районирования Среднего Прикамья в целях водоснабжения «Разведка и охрана недр», 1959 № 2

Козлов Б М Гидрохимические исследования для оценки перспектив нефтегазоносности юго западной части Пермской области Сб автореф научн работ, законченных в 1956 г М, Госгеолтехиздат, 1958

Кольбе Г О О возможности получения в г Перми артезианской воды Изв. Геолкома, т XXVII, № 1, СПб, 1908

Копотилов Ю П Особенности режима карстовых вод Кизеловского района в связи с шахтным водоотливом М, Тез докл на совещ по изучению карста, вып VII, 1956

Копылов В И Дренаж Богословских буроугольных карьеров на Урале Тр Свердловск горн ин та, вып XXXIII, 1959

Корженко Л И Основания и фундаменты в условиях Урала Свердловск кн изд во, 1963

Костина К А Гидрогеологические условия Тоболо Ишимского междуречья (восточные части Тюменской и Курганской областей) Гидрогеологический сб по вопросам водоснабжения сельск хоз ва в р нах Урала и Зауралья М, Госгеолтехиздат, 1956

Красильников Н П К гидрогеологии и гидрохимии Челябинского буроугольного бассейна Зап ЛГИ, т 34, вып 2, 1958

Краснопольский А А Общая геологическая карта России лист 126 й Пермь — Соликамск Геол исслед на западном склоне Урала Тр Геолкома, т XI, вып I и 2, 1889

Краснопольский А А Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж д, вып XVII, II, 1898

Кривцов А И, Ершов В А Геологический очерк и полезные ископаемые Челябинского района (гидрогеология р на) Гос изд во, Челябинск, 1936

Кротова В А Гидрогеология нефтяных месторождений «Мотовнефть» Тр ВНИГРИ, 1952

Кротова В А Некоторые общие закономерности химизма подземных вод палеозоя Верхне Уральской нефтеносной провинции Геол, сб ВНИГРИ, 1956а № 2

Кротова В А Волго Уральская нефтеносная область Гидрогеология Тр ВНИГРИ, нов сер, вып 94, 1956б

Кротова В А Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранении и разрушении нефтяных залежей Тр ВНИГРИ, вып 103, 1957

Кротова В А Фактор времени в формировании химического состава подземных вод Тр ВНИГРИ, вып 155, Геохим сб, № 6, 1960а

Кротова В А Химический состав подземных вод зоны активной циркуляции северо-восточной части Пермской области Пермский ун т, уч зап, т XV, вып 1, 1960б

Кузнецов А М Метаморфизм подземных вод Левшино Докл АН СССР, нов сер, т XXII, 1939, № 5

Кузнецов А М Сульфатные воды перми Полазненско Краснокамской антиклинали Докл АН СССР, т XXXIX, 1943, № 4

Кузнецов А М, Новикова С Н О рассолах карбона Полазненско Краснокамской антиклинали Докл АН СССР, т XXXIX, 1943, № 2.

Кузнецов А М, Старикова Г А О насыщенности сульфатом кальция пластовых вод палеозоя в Приуралье Изв Ин-та при Пермск ун те, т 13, вып 6 1952

Кузнецова Л С Геоморфология и карст северных участков Кизеловского каменноугольного бассейна Уч зап Пермск ун та т 9, вып 1, 1955

Куканов В М Гидрогеологические закономерности как фактор в установлении и изучении глубинных нефтеносных структур «Советская геология», 1945, № 4

Кучин М И Подземные воды Обь Иртышского бассейна «Гидрогеология СССР», вып XVI, 1940

Кучин М И Геохимия подземных вод Западной Сибири Вестн Зап Сиб геол упр, вып 5, 1947

Лавров В В Четвертичная история и морфология Северо Тургайской равнины Изд АН Казах ССР, Алма-Ата, 1948

Левченко В М Геохимическая характеристика минеральных вод Северного Урала Гидрохим мат-лы, т XI, Новочеркасск, 1939

Лепехин И Дневные записки по разным провинциям Российского государства М, Архив АН СССР, 1771—1809

Лукин В С Особенности стока подземных вод Кунгурского района Тез Московск совещ по изуч карста, вып VIII, 1956

Лукин В С Особенности стока и карстовые процессы в речных долинах Кунгурского района Изд-во АН СССР, 1962

Лунев Б С Строение надпойменных террас р Камы и высокой равнины в районе Воткинского водохранилища Зап Пермск отд Всес геогр об ва, 1960, № 1

Любашев Г К Условия накопления челябинских угленосных отложений «Советская геология», 1940, № 9

Лыкошин А Г Павловская плотина Урала Сб «Плотины» М, Госэнергоиздат, 1959

Мавринский Б Ф Западно Сибирский артезианский бассейн Тр Лаб гидрогеол проблем им Ф П Саваренского, т XXXIX, 1962

Макаренко Ф А Гидрогеологические закономерности развития карста Тез докл Пермской карст конф, 1947

Макеев З А О глубинном распределении и передвижении подземных вод Тр Лаб гидрогеол проблем АН СССР, т III, 1948

Маков К И Подземные воды Башкирской АССР, ч 1 Изд АН УССР, 1945

Максимович Г А Гидрогеология района Шумского месторождения каменной соли Уч зап Пермского гос ун-та, т III, вып 3, 1940

Максимович Г А Гидрохимические фации речных вод и их зональность Докл АН СССР, т XXXVII, 1942, № 5—6

Максимович Г А Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны Докл АН СССР, т 58, 1947, № 5

Максимович Г А О скорости миграции воды на земле Докл АН СССР, т 96, 1954, № 4

Максимович Г А Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока Сб «Специальн вопросы карстоведения» Изд во АН СССР, 1962а

Максимович Г А Распространение и районирование карста СССР Уч зап Пермск гос ун та, т 24, вып 3, Пермь, 1962б

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области, Пермь, 1958.

Максимович Г. А., Васильев Б. В., Печеркин И. А. и др. Перспективы использования подземных вод для водоснабжения промышленных центров Пермской области. Народнохозяйственные проблемы Пермской области, т. 1. Докл. объединен. сес. УФАН СССР и Совнархоза Пермского экономического административного района, Пермь, 1961.

Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Докл. АН СССР, т. XXXI, 1941, № 1.

Мамаев Н. Ф. О роли древних толщ в структуре восточного склона Южного Урала. «Разведка недр», 1951, № 5.

Медведев А. В. Обводненность рудных месторождений в условиях карста на Урале. Сб. «Специальные вопросы карстоведения». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Медведев А. В. Гидрогеологические условия вскрытия и отработки Блиново-Каменского и Кургазакского месторождений бокситов на Южном Урале. Тр. Всес. совещ. по освоен. м-ний в сложн. услов. М., изд-во «Недра», 1964.

Меркулов М. И., Иванов С. Н. Краткая характеристика гидрогеологических условий проходки капитальных шахт на Дегтярском колчеданном месторождении на Урале. «Цветные металлы», 1935, № 10.

Милихикер Г. Г. Исследования карста в районе среднего течения р. Чусовой в связи с гидротехническим строительством. Сб. «Специальные вопросы карстоведения», М., Изд-во АН СССР, 1962.

Миртова А. В. Гидрогеология долины р. Камы от устья до г. Оханска. «Гидрогеология СССР», вып. 4, кн. 2, 1940.

Михайлов Г. Н. Гидрогеологические особенности Уфимских отложений Среднего Прикамья. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XV, вып. 1, 1960.

Михайлов Г. К., Верхоланцев П. П. и др. Подземные воды Пермского промышленного узла и возможности их использования для питьевого и технического водоснабжения. Тр. Пермск. гос. ун-та, Пермь, 1962.

Молитвин П. В. Методика гидрологических исследований в карстовых районах Североуральского и Южного Урала и Онего-Северодвинского водораздела. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского, сб. «Специальн. вопр. карстоведения». М., Изд. АН СССР, 1962.

Морковкин К. Н. Минеральные воды лечебного значения Среднего Урала, ч. 1, Изд. ВСЕГИНГЕО, 1955.

Морковкин К. Н. Минеральные лечебные воды Среднего и прилегающих районов Южного Урала. Инф. бюлл. ВСЕГИНГЕО, 1957, № 2.

Морковкин К. Н., Славянова Л. В. Минеральные воды Среднего Урала и прилегающих районов Западной Сибири. Сб. научн.-техн. инф., № 1. М., Госгеолиздат, 1955.

Неврaев Г. А. Курортные возможности района Ильменского хребта и Южной группы горных озер Урала. Свердловск «Курортология и физиотерапия», 1935, № 4.

Орляикин С. М. Геология, гидрогеология и соленосность Колво-Вишерской водораздельной области и граничащих с ней участков. Зап. Всеросс мин. об-ва, ч. 70, вып 1, 1941.

Перепечина Е. А., Шехуиов В. С. Брединское каменноугольное месторождение. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 136а, ГОНТИ НКТП СССР, 1939.

Печеркин И. А. О гидродинамических зонах карстовых вод в условиях подпора русловыми водохранилищами. Докл. геол. фак-та Пермск. ун-та. Уч. зап., т. XV, вып. 1, 1960.

Печеркии И. А. Притоки карстовых вод в горные выработки Кизеловского каменноугольного бассейна. Сб. «Специальные вопросы карстоведения». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Плотников И. Н. Основные мероприятия по уменьшению неравиомерности притока воды в шахты североуральских бокситовых месторождений. Тр. Всес. совещ. по освоению м-ний в сложных узлов. М., изд-во «Недра», 1964.

Попов С. П. Существующие водоисточники и изыскание новых в городе Лысьве. «За санитариое оздоровление Урала». Сб. мат-лов по г. Перми и районам б. Пермск. окр., Пермь, 1931.

Посохов Е. В. По поводу взглядов И. К. Зайцева на происхождение подземных рассолов. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 3.

Посохов Е. В. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлор-кальциевого типа. Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та, т. 128, Новочеркасск, 1962.

Преображенский П. И. Несколько данных о гидрогеологии Прикамского соленосиого района. Мат-лы по исслед. Прикамск. соленосн. р-на, вып. III, 1929.

Пригоровский М. М. О запасах углей в южной группе полей Челябинского р-на и о возможности получения здесь подземных вод для водоснабжения. Изв. Геолкома, т. XII, 1922.

Пригоровский М. М. Челябинский угленосный бассейн. «Разведка недр», 1935, № 23.

Разницын Н. С., Норин В. Н. Гидрогеологическнй очерк восточного склона Северного Урала, 1933.

Родионов Н. В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ростовцев Н. Н., Осыко Т. И., Равданикс О. В. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тр ВСЕГЕИ, 1956.

Рыжиков Д. В. О карсте и закономерностях его развития. Тр ГГИ УФАН СССР, т. 3, 1947.

Рыжиков Д. В. О природе карста. Докл. АН СССР, т. 9, 1948а, № 5

Рыжиков Д. В. О гидрогеологическом характере карстовых процессов. Зап. Уральск. геол. об-ва, вып. 5, УФАН СССР, 1948б.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития (на примерах Урала). Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 21, 1954.

Сайдаковский С. З., Ткачук В. Г., Цвик С. М. К вопросу об условии образования подземных вод хлоридно-щелочно-кальциевого типа. Докл. АН СССР, т. 8, 1951, № 5.

Саккович В. И. Гидрогеологические изыскания вдоль линии Западно-Сибирской ж. д. «Горный журнал», т. 4, 1894.

Силин-Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах рек Волги и Камы. «Советская геология», 1941, № 4.

Силин-Бекчурин А. И. Генезис и условия движения подземных вод Предуральской депрессии. Сб. реф. работ ОГГН АН СССР за 1945 г. М., изд. АН СССР, 1947.

Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и Западного склона Урала. Тр. ЛГГП, т. 4, изд. АН СССР, 1949.

Сирман А. П. Об условиях формирования подземных вод Челябинского буроугольного бассейна. Гидрогеол. сб. № 1. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 48, Свердловск, 1960.

Сирман А. П. К вопросу о шахтной гидрогеологии Челябинского буроугольного бассейна. Гидрогеол. сб. № 3, УФАН СССР, Свердловск, 1964.

Смирнов А. А. Исследования карстовых явлений в Кизеловском каменноугольном районе. «Разведка недр», 1933, № 19.

Смирнов Л. Н. Гидрогеология Северо-Уральского бокситового месторождения. «Горный журнал», 1946, № 2.

Смирнов Л. Н. О гидрогеологии Североуральских бокситовых месторождений. «Разведка недр», 1947, № 3.

Смуров А. А. Химизм подземных вод Верхнеуфалейского серпентинитового массива. Тр. ЦНИГРИ, вып. 106, 1938.

Смуров А. А. Химизм подземных вод Тюленевского и Крестовского месторождений силикатных никелевых руд. «Зап. Всеросс. мин. об-ва», сер. 2, ч. 69, вып. 1, 1940.

Соколов Д. С. Карст и трещинно-карстовые воды средней части Уфимского амфитеатра. Тез. докладов Пермск. карст. конфер., 1947.

Сулин В. А., Готидзе К. Д., Блинков М. И. и др. Материалы по геологии, гидрогеологии и разведочным работам Верхне-Чусовского района Уральской области. Гостопиздат, 1933.

Тагеева Н. В. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридных щелочно-земельно-натриевых рассолов. «Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов». Изд-во АН СССР, 1955.

Таусон А. О. Водоемы Магнитостроя. Изв. Пермск. биол. научно-исслед. ин-та, т. 9, вып. 6—8, 1934.

Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. «Проблемы советской геологии», 1938, № 3.

Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые процессы центральной части Уфимского плато. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 92, 1932.

Трифонов А. К. Некоторые данные по гидрохимии бассейна Верхней Камы. Изд. Пермск. гос. ун-та, 1927.

Троицкий В. А. Гидрогеологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР, 1948.

Туаев Н. П. О нефтеносности Звериноголовского района Челябинской области. «Нефтяное хозяйство», 1937, № 11.

Турышев А. В. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато. Гидрогеол. сб., № 2, Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 62, 1962.

Филатов Е. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. Изд-во АН СССР, 1956.

Фомичев М. М. Гидрогеология района и береговые работы на курорте Ниж. Серги. Гос. центр. ин-та курортологии, вып. 64, 1934.

Фредерикс Г. Н. Древние речные долины в Красноуфимско-Кунгурском крае. Зап. УОЛЕ, т. 2, вып. 1, 1926.

Хитаров Н И О возможном бальнеологическом значении рудничных вод Проблемы советской геологии», т 6, 1936

Хитаров Н И, Муликовская Е П К геохимии рудничных вод сульфидных месторождений «Проблемы советской геологии», 1935, № 8

Чернышев Ф Н Общая геологическая карта России Описание центральной части Урала и западного его склона Лист 139 Тр Геолкома, т 3, 1889, № 4

Чернышев Ф Н Геологическое строение местности вдоль Самаро Златоустовской ж д и полезные ископаемые этого района «Вестник золотопромышленности», 1898 № 4

Шабалина Н С Гидрогеологические условия разработки месторождений марганцевых руд Северного Урала Тр Свердловск горн ин та, вып XXXVII, 1957

Шабалина Н С Гидрогеологические условия месторождений марганцевых руд Северного Урала «Разведка и охрана недр», 1959а, № 1

Шабалина Н С Гидрогеологические условия Северо Уральского марганцевого бассейна Тр Свердловск горн ин-та, вып XXXIII, 1959б

Шабалина Н С Обводненность Алапаевского железорудного района «Горный журнал», 1963, № 1

Шарц А К Последствия загрязнения р Камы Сб «Химическая география», вып 1, Пермь, 1961

Швец В Б Элювиальные грунты как основания сооружений М, Госстройиздат, 1964

Шевяков Л Д Проблемы эксплуатации каменноугольных месторождений в условиях карстовых водоносных известняков Мат лы карст конфер (Кизел, декабрь, 1933) М—Л, ОНТИ, 1935

Шимановский Л А Гидрогеологическое районирование северной части Уфимского плоскогорья Тез докл геол фак та на отчетной научн конф Пермского ун та, 1957

Шимановский Л А Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования Пермск кн изд во, 1958а

Шимановский Л А Районирование подземных вод Уфимского плато и Юрюзано Сылвинской депрессии (центр и сев части) Тез докл четвертого Всеуральск совещ по физико географ и эконом геог районированию, 1958б

Шимановская И А, Шимановский Л А Гидрогеологические условия и источники водоснабжения сельскохозяйственных районов Пермской области в пределах северной части Уфимского плоскогорья «Гидрогеол сб по вопросам водоснабжения сельск хоз-ва в районах Урала и Зауралья» М, Госгеолтехиздат, 1956

Шимановский Л А, Шимановская И А Химическая география подземных вод юга Пермской области «Химическая география и гидрохимия», вып 2, (3), Пермь, 1963

Щербаков А В, Смирнова Г Н О генезисе минеральных хлоридно гидрокарбонатных натриевых вод в осадочной толще АН СССР Междунар геол конгр, XXIII сес, докл сов геол М, изд АН СССР, 1968

Эдельштейн Я С Гидрогеологический очерк Обь-Иртышского района Тр ВГРО, вып 132, 1932

Эйнор О Л Басковское каменноугольное месторождение Кизеловского района на Урале Мат-лы по гидрогеол и карстовым явлениям в южной части Кизеловского р-на М—Л, Глав ред геол-разв и геодез лит, 1936

Эпштейн В В Краткая химическая характеристика огрудинских рассолов. Сб тр Уральск центр ин та курортологии, вып 1, 1935а

Эпштейн В В Некоторые данные о генезисе Нижне-Сергинского минерального источника Сб тр Уральск центр ин та курортологии, вып 1, 1935б

Эпштеин В В О химизме минеральных источников и озер Урала по литературным данным Сб тр Уральск центр ин-та курортологии, вып 1, 1935в

Эпштеин В В О метаморфизации минеральных и грунтовых вод вследствие обмена основаниями Сб тр Уральск центр ин та курортологии, вып 1, 1935г

Эпштейн В В Некоторые физико-химические данные о минеральных источниках Урала Сб тр Уральск центр ин-та курортологии, вып 1, 1935д

Юсупов Ю М О подземных водах Нижнего Прикамья Докл АН СССР, т 60, 1948, № 8

Юсупов Ю М Условия формирования минеральных вод Нижнего Прикамья Тр Казанск фил АН СССР, сер геол, вып 2, 1950

Юшковская К Л Основные направления работ по защите водоемов Урала от загрязнения промышленно сточными водами Изд УФАН СССР, Свердловск, 1963