

Г. В. БОГОМОЛОВ
Л. И. МАТВЕЕВА
М. Ф. КОЗЛОВ

SO_4

Na

HCO_3

Mg

Cl

Ca

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СОЛЕНОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Академия наук Белорусской ССР
Институт геохимии и геофизики

Г. В. БОГОМОЛОВ

Л. И. МАТВЕЕВА

М. Ф. КОЗЛОВ

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Минск «Наука и техника» 1980

Богомолов Г.В., Матвеева Л.И., Козлов М.Ф. **ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ** (на примере Белоруссии). — Мн.: Наука и техника, 1980. — 142 с.

Рассматриваются условия накопления поровых растворов в осадочных породах месторождений калийных солей Белоруссии, их химический состав, связь с вмещающими породами, пластовыми водами различной минерализации. Установлена гидрохимическая зональность поровых растворов, раскрыты особенности их формирования. Уделяется внимание вопросам методики получения и анализа поровых растворов.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся изучением гидрохимии, геохимии осадочных пород, гидрогеологии подземных вод и различных полезных ископаемых.

Табл. 41. Ил. 36. Библиогр. — 134 назв.

Р е ц е н з е н т ы :

В.А.Кузнецов, д-р геол.-минер. наук,
Л.А.Демидович, канд. геол.-минер. наук

Б 20806-142 зак.-80 1904060000
М 316 - 80

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 30 лет в Советском Союзе и за рубежом проведены широкие исследования по изучению не только гравитационных подземных вод, но и вод, которые связаны с породой капиллярными и молекулярными силами (поровые воды). Подземные воды, находясь в длительном взаимодействии с твердыми и газообразными веществами Земли, несут с собой ценнейшую информацию о геологических процессах, происходящих в недрах. По выражению академика В.И.Вернадского, "... они определяют всю химию земной коры" /33/. Использование гидрогеологических и гидрохимических критериев в практике геологоразведочных работ содействует выявлению новых минеральных богатств. Изучение этого типа воды в настоящее время играет все большую роль при проведении геологических, гидрогеологических, геохимических и инженерно-геологических исследований. Установлено, что многие свойства пород обусловлены наличием поровых растворов различного состава /3,10,11/. В процессе формирования осадочной оболочки Земли количество гравитационных и связанных вод в породах менялось в зависимости от палеогеологических, палеотектонических, палеогидрогеологических и гидродинамических условий. Для оценки изменения соотношений между этими типами вод во времени и пространстве важны детальные палеореконструкции на основе геологических построений и методов моделирования процессов тепло- и массопереноса с учетом изменений геофизических полей (электрических, магнитных и др.).

В настоящее время имеется ряд исследований прикладного характера, в которых на основе данных по поровым растворам даются рекомендации, нужные для решения геологических задач, проблем промышленности и строительства, сельского хозяйства и охраны природной среды (для разведки полиметаллических месторождений, разработки калийных солей, целей мелиорации и др.).

Изучение поровых растворов является плодотворным и в области нефтяной гидрогеологии и гидродинамики, позволяет судить о палеогидрогеологических условиях развития отдельных геологических структур и палеобассейна, формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых.

Исследование поровых растворов приобретает новое значение в связи с изучением процессов загрязнения и очищения природных вод и почв и разработкой мероприятий по их охране.

Важным представляется изучение поровых растворов и для соленодных бассейнов. Вопросы, которые решаются исследователями поровых растворов в этих районах, касаются выяснения генезиса, условий формирования подземных вод и рассолов, уточнения и вы-

яснения литологических зон замещений в соляных толщах, установления границ водоупорных пород, процессов миграции, концентрации микро- и макрокомпонентов, роли катионно-обменных и диффузионных процессов и т.д.

В отечественной и зарубежной литературе немного работ, посвященных изучению геохимии осадочных пород солеродных бассейнов. Можно назвать работы М.Г.Валяшко с сотрудниками по Стебникскому, Калушскому и Старобинскому месторождениям калийных солей /7,24-26,29,30/. Установлено, что природа поровых растворов внутрисолевых отложений обусловлена первичными захороненными рассолами солеродного бассейна, в различной степени метаморфизованными в постседиментационный период в процессе взаимодействия с вмещающей породой. Они приходят к выводу, что гидрохимическая характеристика соляно-глинистых отложений может быть дана более полно и объективно по поровым растворам, чем по рассолам из редко встречающихся рассолопроявлений и тем более по водным вытяжкам /30/.

В связи с уточнением генетической природы глинисто-мергелистой толщи и роли постседиментационных вод Старобинского месторождения калийных солей интересные данные о составе поровых растворов приведены в работах А.Е.Ходькова и сотрудников Ленинградского университета /117-121/.

Комплексные исследования поровых растворов на Старобинском месторождении солей проведены Н.П.Затенацкой, Л.А. Горницкой, В.М.Громовой в связи с вопросами изучения формирования инженерно-геологических свойств глинистых пород, процессов диффузии и диффузионного выщелачивания /49-51/.

В Белоруссии находятся два крупнейших месторождения калийных солей: Старобинское и Петриковское. Первое из них интенсивно разрабатывается. Петриковское месторождение находится в стадии детальной геологической разведки. На этих месторождениях различными организациями и исследователями проводились комплексные геологические, геофизические и геохимические изучения осадочных пород.

Планомерные исследования поровых растворов глинисто-карбонатных пород надсолевой толщи и галопелитов на новых опорных разрезах Старобинского и Петриковского месторождений проводились в Институте геохимии и геофизики АН БССР. Работы осуществлялись в тесном сотрудничестве с отделом гидрогеологии ВНИИ галургии (г. Ленинград), производственным объединением "Белорускалий" (г. Солигорск), Слуцкой геологоразведочной экспедицией. Решались вопросы методики рационального режима отпрессовывания пород, различных по литологии и физическим параметрам.

Ставились задачи комплексного изучения поровых растворов и вмещающих пород, что позволило установить гидрогеохимическую зональность на новых опорных разрезах Припятского прогиба, выявить взаимосвязь поровых растворов с подземными водами. Важным в исследовании является установление факторов формирования ионно-солевого состава пород, роли поровых растворов в миграции,

концентрации и перераспределении химических компонентов, участие в аутигенном минералообразовании, определение степени агрессивности поровых растворов по отношению к вмещающим породам.

Результаты изучения химического состава поровых растворов Старобинского месторождения солей использованы при палеогидрохимической реконструкции солеродного бассейна, оценке водонасыщенности надсолевой толщи, легли в основу методики определения границ водоупоров в надсолевых породах, отработки шахтных полей рудников ПО "Белорускалий".

В проведении полевых, экспериментальных и аналитических работ принимали участие Л.И.Матвеева, А.К.Морозов, А.М.Шабан, В.Н.Козлов, Л.М.Павлович, Н.С.Сержинская, В.П.Кольненьков, Г.В.Лесковец, Л.М.Акулова, В.В.Лебецкая.

Полезным было обсуждение ряда вопросов с С.С.Козловым, А.А.Варламовым, В.Д.Фоминой, А.Я.Зингерманом, И.И.Зеленцовым и др.

Авторы выражают им глубокую благодарность.

Глава I

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

При изучении поровых растворов важную роль играют методические вопросы. Поскольку в настоящее время не существует унифицированных, стандартизированных методов исследования поровых растворов, целесообразно по возможности детально останавливаться на вопросах методики отбора, отжима и анализа поровых растворов и вмещающих пород, специфичных для определенных геологических регионов.

Поровые растворы были получены из монолитов пород керна разведочных, геологических и гидрогеологических скважин Петриковского, Старобинского месторождений солей и из разрезов трех стволов 4-го рудоуправления ПО "Белорускалий".

МЕТОД ОТБОРА МОНОЛИТОВ

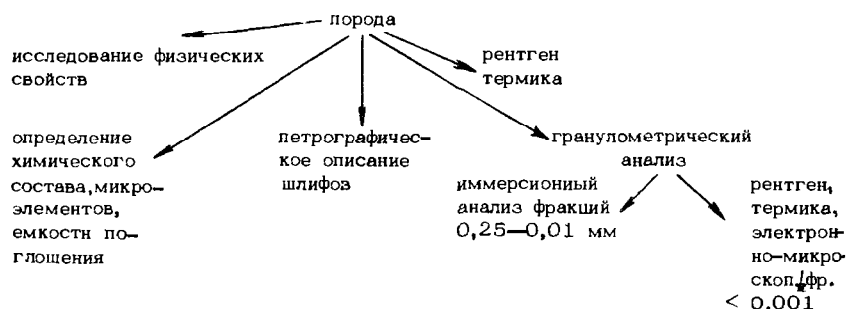
Важно правильно отобрать и законсервировать монолиты пород, из которых будут отпрессовывать поровые растворы. Монолиты глинистых и глинисто-карбонатных пород из керна скважин необходимо тщательно очищать от бурового шлама и промывочных растворов (срезать слой в 1,5 см, который находился в контакте с ними). При отборе монолитов из песчанистых разностей пород проходка скважин велась "всухую" без применения промывочных растворов. Повышалась достоверность материалов изучения поровых растворов параллельно отбором монолитов из карьеров и шахтных стволов сразу же после вскрытия горизонта.

Сохранение монолитов с естественной влажностью обеспечивалось путем применения специальной замазки, приготовленной из парафина (3,75 кг), канифоли (0,250 кг) и горного воска (0,125 кг). Образец завертывался в несколько слоев марли, парафинировался, что позволяло сохранить естественную влажность в течение трех лет. Параллельно с отбором монолитов из тех же горизонтов исследуемой толщи отбирались образцы пород на гранулометрический анализ, изготовление шлифов, минералогический, рентгеновский, термический анализы и определение водно-физических свойств. Рациональной оказалась методика отбора монолитов в стволах шахт 4-го рудоуправления. Здесь по мере вскрытия новых

горизонтов пород были отобраны монолиты пород до глубины 800 м из всех литологических разностей, из коры выветривания соленосной толщи, зон замещения и интенсивного развития процессов минерального новообразования. Анализировались пробы воды, полученные при бурении горизонтальных скважин из стволов шахты на глубину 15 м. Скважины оборудовались специальным устройством для изоляции от проникновения конденсационной влаги и инфильтрационных вод. Отобраны и проанализированы пробы всех водопроявлений в шахтных стволах и скважинах.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Комплексное изучение пород проводилось по следующей схеме:



Методы изучения осадочных пород хорошо разработаны и подробно освещены во многих опубликованных работах. Ограничимся перечислением использованных в работе методик исследования с указанием приборов и аппаратуры.

Определение физических свойств пород

Естественная влажность определялась термостатным способом путем высушивания породы до постоянного веса при температуре 105°C , удельный вес пород — пикнометрическим способом. Методы определения естественной влажности и удельного веса стандартизованы. Объемный вес влажного образца определялся методом парафинирования. Пористость пород рассчитывалась по формуле:

$$n = (V - \delta) / \delta \cdot 100,$$

где n — пористость, %; V — удельный вес грунта, г/см^3 ; δ — объемный вес твердой фазы, г/м^3 .

Определение химического состава пород

Силикатный анализ пород проводился по общепринятой схеме, определялись SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O . pH раствора измерялось в водной и KCl суспензии на

pH-метре типа ЛПУ-01. Содержание C_{org} определялось в породах по методу Е.В.Аринушкиной /2/. Засоленность пород устанавливалась с помощью солянокислых и водных вытяжек. Важной характеристикой реакционной способности пород является емкость поглощения и состав обменных катионов. Поскольку исследования проводились в породах различного литологического состава, определение емкости поглощения и состава поглощенных катионов осуществлялось различными методами. Для карбонатных и засоленных пород применялся метод Пфефера, для незасоленных пород — метод Гедройца /4/. Микроэлементы Si, Ba, B, Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti в породе определялись количественно на спектрометре ИСП-28.

Гранулометрическое минералого-петрографическое изучение пород

Гранулометрический анализ проводился методом отмучивания /40/ с выделением фракций $> 0,25$; $0,25-0,1$; $0,1-0,05$; $0,05-0,01$; $0,01-0,005$; $0,005-0,001$ и $< 0,001$ мм.

Для иммерсионного минералогического анализа фракции $0,25-0,1$; $0,1-0,05$ и $0,05-0,01$ мм разделялись на тяжелые и легкие части в бромформе с удельным весом 2,89. Из тяжелой фракции выделялась магнитная составляющая. Минералогический анализ фракции $> 0,25$ мм проводился с помощью бинокулярного стереоскопического микроскопа. Легкие и тяжелые фракции $0,25-0,1$; $0,1-0,05$ и $0,05-0,01$ мм исследовались в иммерсионных препаратах на микроскопе МИН-8. Шлифы пород изготавливались преимущественно в срезах, перпендикулярных напластованию пород, реже параллельных.

Изучение минерального состава тонкодисперсных фракций осуществлялось с использованием оптического, рентгенометрического, термографического и электронно-микроскопического методов.

Рентгенометрический анализ фракции $< 0,001$ мм выполнен методом порошкограмм при Cu излучении на аппаратах УРС-55А, УРС-50 в стандартных камерах диаметром 57,3 мм при напряжении 30-40 кВ и силе тока 15 мкА. Снимались ориентированные препараты с применением различных обработок: насыщение глицерином, прокаливание при $550-600^{\circ}C$ и др.

Термографический анализ выполнен на весах "Стэнтон" и на дериватографе системы Ф.Паулик, И.Паулик, Л.Эрден. Электронно-микроскопическая съемка проведена на чешском электронном микроскопе Te Sla BS-242.

Изучение вещественного состава пород проводилось как до отжима, так и после отжима поровых растворов. Определены физические свойства пород, состав микроэлементов, вещественный состав тонкодисперсной составляющей породы.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Для получения поровых растворов из монолитов применялись усовершенствованные прессформы конструкции П.А.Крюкова и гидравлические прессы ПСУ-125 производства Армавирского завода испытательных машин, позволяющих создавать давление от 50 до 125 т /68-70/.

Нами усовершенствовался стабилизирующий давление аппарат, по предложению Д.И.Семенова, и были внесены конструктивные изменения в поддонник прессформы. Для удобства разборки прибора и последующей чистки и промывки каналов поддонник разделен на две детали в виде сопрягающихся дисков с выточкой в одном из них для центровки и радиальным пазом в нижнем диске под капиллярную трубку из нержавеющей стали. Для ускорения отжатия раствора верхняя часть нижнего поршня выполнена в виде пяти концентрических колец.

Для более полного стока раствора из капиллярных трубок в конце опыта в приемнике раствора создается разрежение с помощью вакуумного насоса. Это имеет важное значение при работе с образцами низкой влажности.

С целью устранения загрязняющего влияния стальных деталей прибора была изготовлена прессформа из оргстекла и других материалов, индифферентных по отношению к микроэлементам (тефлон, вакуумная резина). Органическое стекло для этой цели — наиболее подходящий материал, поскольку, помимо отсутствия в его составе загрязняющих компонентов, оно очень легко обрабатывается и выдерживает давление до 800 кг/см^2 . Вакуумная резина служит эффективным уплотнителем в приборах высокого давления. Основные размеры прессформы следующие: наружный диаметр цилиндра 150 мм, внутренний диаметр 90 мм, высота цилиндра 175 мм. Эти габариты позволяют довести размер рабочей камеры прибора до 850 см^3 , что в свою очередь дает возможность загружать в прибор на отжим до 1-1,5 кг породы и получать до 100-200 мл раствора. Подготовка прессформы как металлической, так и из оргстекла к опыту заключалась в механической очистке стенок цилиндра и тщательной промывке треноном, ацетоном и дистиллированной водой всех каналов и капилляров, после чего прессформы просушивались. Порода с естественной влажностью загружалась в прессформы с предварительным измельчением. По мере загрузки она уплотнялась ручным уплотнителем. В зависимости от физических свойств, водонасыщенности породы выбиралось рабочее давление от 500 до 6000 кг/см^2 . Давление увеличивалось постепенно и на каждой ступени нагрузки выдерживалось до прекращения выделения раствора. Давление фиксировалось в специальных струбцинах или с помощью пружинного стабилизатора. Отбор отжимаемого раствора производился в пробирки с притертыми пробками.

Количество порового раствора, отжимаемого из образцов горных пород, зависит от величины естественной влажности, минералогического и гранулометрического состава пород, продолжительности и величины воздействующей нагрузки, характера порового

пространства. Наиболее трудно подвергались уплотнению карбонатные и глинистые породы высокой степени литификации, доломиты и глины монтмориллонитового состава.

Независимо от литологического состава и влажности пород нагрузки создавались постепенно, от 0 до 6000 кг/см^2 . Величина нагрузки, при которой порода начинает отдавать поровый раствор, различна для пород четвертичных и глубинных и во многом определяется влажностью пород, физическими свойствами, дисперсностью и литологическим составом. Четвертичные глины начинают отдавать воду сразу после приложения нагрузки (рис. 1а). Глины надсолевой толщи верхнего девона, залегающие на глубине 350—500 м и имеющие весовую влажность 13–16%, выделяют поровый раствор при давлении 500–1000 кг/см^2 . Породы с глубины более 500 м, влажность которых не превышает 10–13%, отдают раствор при нагрузках 1500–2000 кг/см^2 , а иногда и более (рис. 1б).

Были подвергнуты отжатию в течение 28 дней мономинеральные глины — каолин, палыгорскит и бентонит. Отдача поровых вод для этих глин различна (рис. 2а). Наиболее трудно отдает воду бенто-

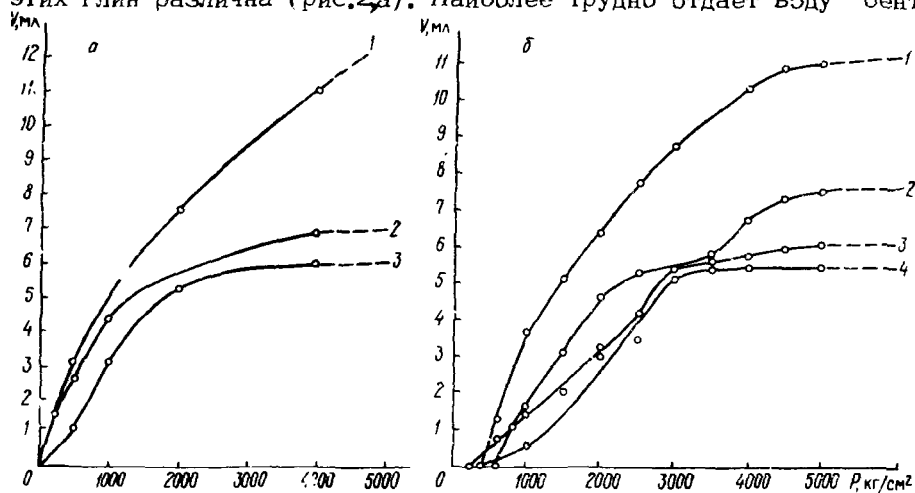


Рис. 1. Зависимость количества раствора от прилагаемой нагрузки:

а — антропогенные породы: 1 — глина, 2 — опесчаненная глина, 3 — супесь; б — глубинные породы: 1 — глина, гл. 160 м, 2 — аргиллитоподобная глина, гл. 311 м, 3 — песчанислая глина, гл. 405 м, 4 — мергель доломистый, гл. 268 м

нит: при нагрузках до 4000 кг/см^2 из него получено только около 1,2 мл раствора. Палыгорскит при этих же нагрузках выделил 4,5 мл, а каолин — 6 мл.

На рис. 2б показана зависимость количества порового раствора от прилагаемых нагрузок для пород разного литологического состава. Песчано-глинистые, карбонатные и алъвролитовые породы прекращают выделять поровый раствор в основном при нагрузках 4000–5000 кг/см^2 . Глины с низким содержанием песчаных частиц и высокой естественной влажностью продолжают отдавать раствор при давлениях 7000–8000 кг/см^2 и выше. Особенно это четко заметно на мономинеральных глинах.

Для исследуемых пород осадочной толщи по Петриковскому и Старобинскому опорным разрезам Припятской впадины максималь-

ное давление 4000–5000 кг/см² явилось наиболее рациональным, при котором фактически прекращалось выделение порового раствора.

На графиках зависимости количества раствора от времени отжима при различных нагрузках отмечены временные интервалы отжима, наиболее рациональные для данных литологических разностей

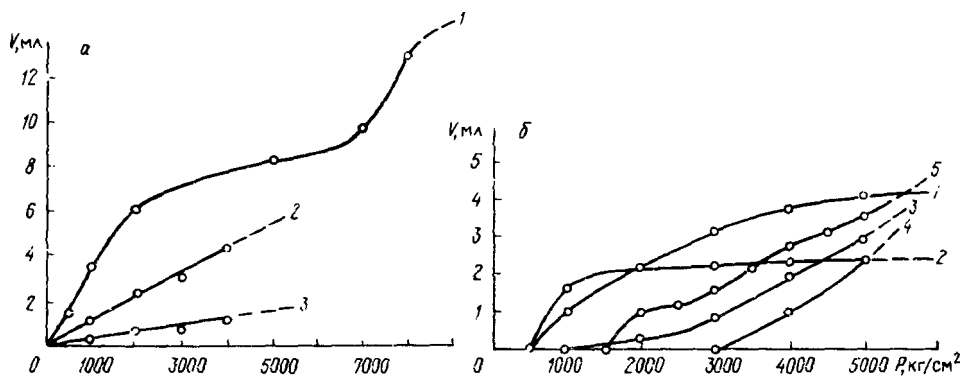


Рис.2. Зависимость количества раствора от прилагаемой нагрузки:

а — мономинеральные глины: 1 — каолин, 2 — палыгорскит, 3 — бентонит; б — породы разного литологического состава: 1 — глина, гл. 386 м, 2 — алевролит, гл. 243 м, 3 — глина слоистая, гл. 526 м, 4 — глина плитчатая, гл. 502 м, 5 — доломит, гл. 466 м

пород и стратиграфических горизонтов (рис.3). Так, для четвертичных пород желательны нагрузки не больше 1500 кг/см², время отжима до 200 ч. При последующем увеличении нагрузок и времени отжима выделяется незначительное количество порового раствора.

Результаты экспериментальных исследований по длительности отжима образцов

Исследования по длительности отжима образцов необходимы для выработки наиболее рациональных режимов отпрессовывания пород различного литологического состава, определения водоотдачи пород под влиянием различных нагрузок и времени отжима. Кроме того, ставилась задача прикладного значения для расчета и планирования возможных водопритокров в горные выработки и шахты под действием техногенных и локальных нагрузок.

Отжим производился из монолитов пород, отобранных при проходке шахтных стволов 4-го рудоуправления. Порода отбиралась непосредственно при вскрытии стенок ствола, монолиты тщательно парафинировались. Для эксперимента были взяты образцы породы, имеющие следующие минералого-петрографические характеристики: глина с глубины 194 м (Cr) темно-серая, карбонатная, бурно реагирует с HCl. Структура алевропелитовая, текстура неоднородная, участками слоистая. Глинистое вещество тонкочешуйчатое, микроагрегатное. Неоднородность текстурным свойствам придает неравномерное распределение алевролитового материала, представленного

кварцем, полевым шпатом, ромбоэдрами доломита, кальцита. В виде точечных и нитеобразных включений встречены органические и углистые включения. Микротрещины, микропоры — свободные, ничем не выполнены. Карбонатный материал тонко эспылен в породе или находится в виде алевролитовой разности зерен кальци-

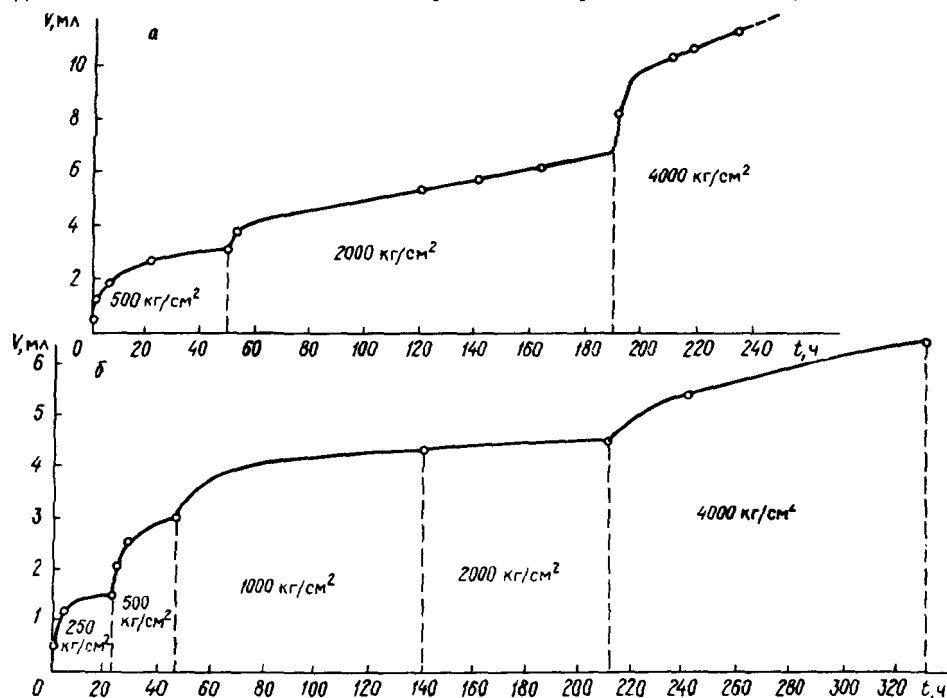


Рис.3. Зависимость количества раствора от времени отжима антропогенных глин:

а — глина с гл. 2,2 м; б — глина леуточная, гл. 7,0 м

та и доломита. Глина с глубины 165 м (Сг) серая, участками темно-серая, структура пелитоморфная, текстура однородная. Глинистое вещество микроагрегатное, тонкочешуйчатое, однородное по составу. Порода не содержит видимых включений, редки зерна кварца и ромбоэдры карбонатов. Глина с глубины 273,5 м серая, карбонатная, структура пелитоморфная, текстура слоистая. Глинистое вещество тесночешуйчатое. Текстурные особенности породе придает неравномерное распределение алевролитового материала, слабоотсортированного, представленного кварцем, полевым шпатом, чешуйками слюды. Редки зерна тяжелых минералов. По всему шлифу встречены точечные, агрегатные образования пирита. Карбонатный материал тонко распылен в породе или встречается в виде отдельных ромбоэдров доломита и кальцита.

Глина с глубины 342 м (D) серого цвета, карбонатная. Структура пелитоморфная, текстура неоднородная, участками слоистая. Глина раскалывается по напластованию. Микротрещины ничем не выполнены. Неоднородность текстурным свойствам придает неравномерное распределение глинистого и карбонатного материала. По всему шлифу встречены углистые включения, ромбоэдры доломита, единичны зерна алевролитовой размерности кварца, полевого шпата, чешуйки слюды.

Глина с глубины 412 м (D) с прослойками гипса. Структура пелитоморфная, текстура однородная, глинистое вещество тонкочешуйчатое, микроагрегатное. Шлиф рассекает прослой до 7 мм гипса, контакт с глиной резкий, гипс жильный, среднезернистый. Глинистое вещество тонкочешуйчатое, микроагрегатное. По всему шлифу разбросаны редкие зерна алевролитовой размерности кварца, полевого шпата, а также точечные и агрегатные образования пирита.

Глина с глубины 542 м (D) темно-серая, почти черного цвета, с HCl реагирует в порошке. Структура пелитоморфная, текстура однородная. Редкие поры, микротрещины ничем не выполнены. Глинистое вещество темночешуйчатое, микроагрегатное, встречаются пятна, разводы перекристаллизации. Единичные образования алевролитовых зерен кварца, полевого шпата, плагиоклаза, тяжелых минералов. Повсеместно встречаются точечные углистые включения. Карбонатный материал маскируется глинистым.

Отобранные для эксперимента образцы находятся на различных глубинных уровнях разреза и характеризуют наиболее типичные породы надсолевой толщи. Физические параметры пород приведены в табл. 1.

В прессформу загружалась предварительно измельченная порода с естественной влажностью. Прессформы устанавливались в специальных струбцинах, стабилизирующих давление. Нагрузка на образцы создавалась постепенным приращением давления по ступеням: 150, 250, 300, 350, 400, 500, 750, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 3577, 4000, 4500, 5000, 6000 кг/см².

Основное внимание уделялось отжиму растворов при минимальных давлениях и интервалах от 150 до 500 кг/см², соответствующих естественным условиям залегания пород.

Поровые растворы собирались в оттарированные пробирки с притертыми пробками. Каждая ступень давления стабилизировалась ежедневно и удерживалась до полного прекращения поступления раствора. В образцах, где собиралось достаточное количество для химического анализа раствора, анализировались отдельные его фракции. Эксперимент продолжался в течение года (350 дней).

Наибольшее количество раствора (10,4 мл) получено из образца 1 при глубине 165,0 м при интервалах нагрузки 150—2000 кг/см² и образца 2 (12,6 мл) при глубине 542,0 в интервалах нагрузки 150—1500 кг/см². Причем первый образец находился в приконтактной зоне с вышелегающим водоносным горизонтом, второй — в зоне контакта с соляной залежью.

Начало поступления раствора отмечается при различных нагрузках и в разное время после начала опыта. При давлении 150—250 кг/см² начали отдавать воду только образцы 1, 2, 5 и то спустя соответственно 29, 13 и 30 дней. Остальные образцы первые порции раствора дали через 98—100 дней при нагрузках 1000—3000 кг/см². Выделяется два типа графиков зависимости притока порового раствора от давления.

Первый характеризует значительное поступление раствора уже при начальных ступенях давлений, второй — равномерным поступлением раствора с незначительными колебаниями в течение всего опыта (рис. 4).

Таблица 1

Расчет отжима поровых растворов из экспериментальных образцов

Глубина отбора, м	Влажность весовая w, %	Объемный вес влажного образца Δ , г/см ³	Объемный вес скелета образца δ , г/см ³	Пористость n, %	Удельный вес скелета γ , г/см ³	Влажность объемная δw , %	Вес образца естественной влажности a_1 , г	Вес сухого образца a_2 , г	Количество воды в породе b_1 , см ³	Количество отжатого раствора, см ³					
										нагрузка, кг/см ²					
										150	200	500	1500	4000	6000
165,0	23,91	1,95	1,57	40,0	2,61	37,54	150	121,06	28,94	3,7	4,0	6,0	10,4	10,9	-
194,0	14,51	2,068	1,605	31,10	2,62	26,19	150	131,0	19,01	0	0	2,0	2,4	4,1	4,5
273,5	22,8	1,89	1,53	41,15	2,60	34,91	150	122,15	27,85	0	0	0	0	2,5	4,3
342,0	10,47	2,001	1,72	35,09	2,65	28,33	150	128,79	21,21	0	0	0	1,0	2,7	5,0
412,0	13,35	2,14	1,87	30,37	2,70	25,09	150	132,33	17,67	0	0	0	1,4	2,8	4,4
542,0	17,5	2,06	1,75	37,7	2,81	30,63	150	127,66	22,34	5,6	5,6	8,7	12,6	13,9	-

Процент отжима, %

Коэффициент отжима, %

Количество возможного отжима из 1 м³ породы,м³/л

нагрузка, кг/см ²											
150	200	500	1500	4000	6000	150	200	500	1500	4000	6000
<u>12,78</u>	<u>13,82</u>	<u>20,73</u>	<u>35,93</u>	<u>37,66</u>	-	<u>0,048</u>	<u>0,0519</u>	<u>0,0778</u>	<u>0,1349</u>	<u>0,1414</u>	
4,8	5,19	7,78	13,49	14,14		48,0	51,9	77,8	134,9	141,4	
-	-	<u>10,92</u>	<u>12,62</u>	<u>21,56</u>	-	-	<u>0,0276</u>	<u>0,0331</u>	<u>0,0331</u>	<u>0,0565</u>	<u>0,062</u>
		2,76	3,31	5,65			27,6	33,1	33,1	56,5	62,0
-	-	-	<u>8,97</u>	<u>15,43</u>	-	-	-	-	-	<u>0,0313</u>	<u>0,0539</u>
			3,13	5,39						31,3	53,9
-	-	-	<u>4,71</u>	<u>12,72</u>	<u>23,57</u>	-	-	-	<u>0,0133</u>	<u>0,0360</u>	<u>0,0668</u>
			1,33	3,6	6,68					36,0	66,8
-	-	-	<u>7,92</u>	<u>15,84</u>	<u>24,90</u>	-	-	-	<u>0,0199</u>	<u>0,0397</u>	<u>0,0625</u>
			1,99	3,97	6,25					39,7	62,5
<u>25,06</u>	<u>25,06</u>	<u>38,94</u>	<u>56,40</u>	<u>62,22</u>	-	<u>0,0767</u>	<u>0,0767</u>	<u>0,1192</u>	<u>0,1727</u>	<u>0,1905</u>	-
7,67	7,67	11,92	17,27	19,05		76,7	76,7	119,2	172,7	190,5	
Среднее						<u>0,0623</u>	<u>0,0643</u>	<u>0,0748</u>	<u>0,0747</u>	<u>0,0825</u>	<u>0,0613</u>
						62,3	64,3	74,8	74,7	82,5	61,3

Известно, что при уплотнении глинистых пород происходит изменение физического состояния породы. Продолжительность этого периода в обсуждаемых опытах колеблется в широких пределах — от 13 дней при $P = 150 \text{ кг/см}^2$ до 179 дней при $P = 3000 \text{ кг/см}^2$. В этот период не происходит отжатия раствора. Дальнейшее приращение нагрузки приводит к нарушению равновесного состояния между твердой и жидкой фазами, возникает избыточное давление, поровый раствор начинает интенсивно отжиматься, а порода уплотняться. Дальнейшее увеличение нагрузок приводит к новым качественным преобразованиям породы, к литификации, переориентации глинистых частиц, которые ложатся на базальные плоскости, стабилизируются новые структурные связи. Этот период продолжается также определенное время, различное для пород, и характеризуется прекращением выделения раствора до новых ступеней нагрузки. Затем наступает этап выхода новых порций порового раствора, что четко отмечается на графиках (рис.5).

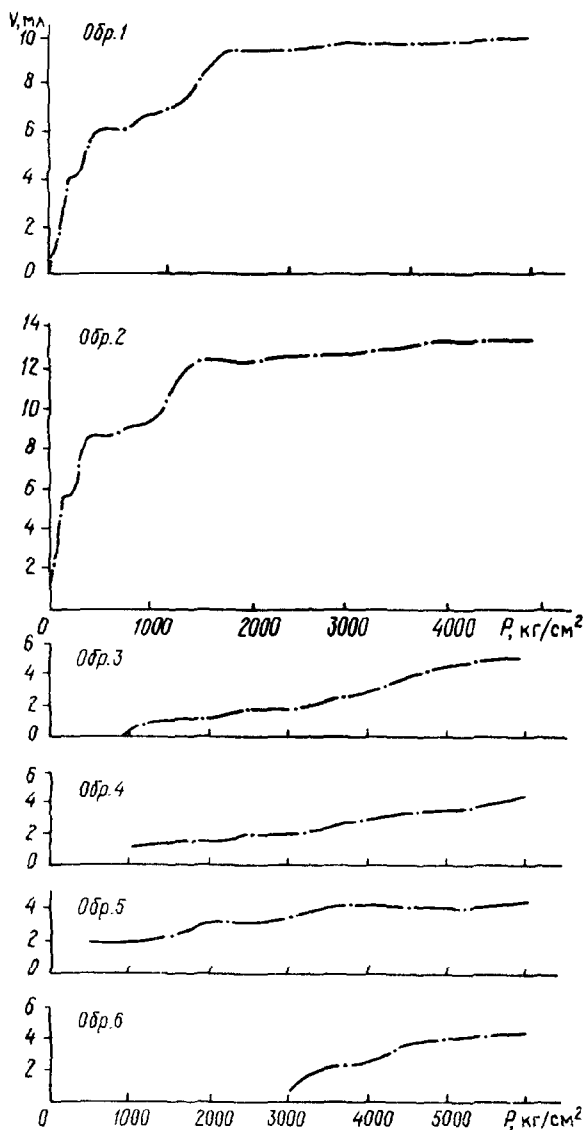


Рис.4. Зависимость количества раствора от давления (экспериментальные образцы 1—6)

остаточную влажность, которая ниже максимальной молекулярной влагоемкости. Полученная часть порового раствора характеризует наиболее подвижную его часть, которая участвует в геохимических процессах, связана с подземными водами и отражает термодинамическое равновесие в системе "порода — раствор". Более прочно

ду твердой и жидкой фазами, возникает избыточное давление, поровый раствор начинает интенсивно отжиматься, а порода уплотняться. Дальнейшее увеличение нагрузок приводит к новым качественным преобразованиям породы, к литификации, переориентации глинистых частиц, которые ложатся на базальные плоскости, стабилизируются новые структурные связи. Этот период продолжается также определенное время, различное для пород, и характеризуется прекращением выделения раствора до новых ступеней нагрузки. Затем наступает этап выхода новых порций порового раствора, что четко отмечается на графиках (рис.5).

Длительный отжим глубинных образцов пород позволил выработать наиболее рациональный режим отпрессовывания: 2—2,5 недели, начало отпрессовывания при нагрузках 500 кг/см^2 , конец — при 5000 кг/см^2 . При таких нагрузках порода имеет значительную

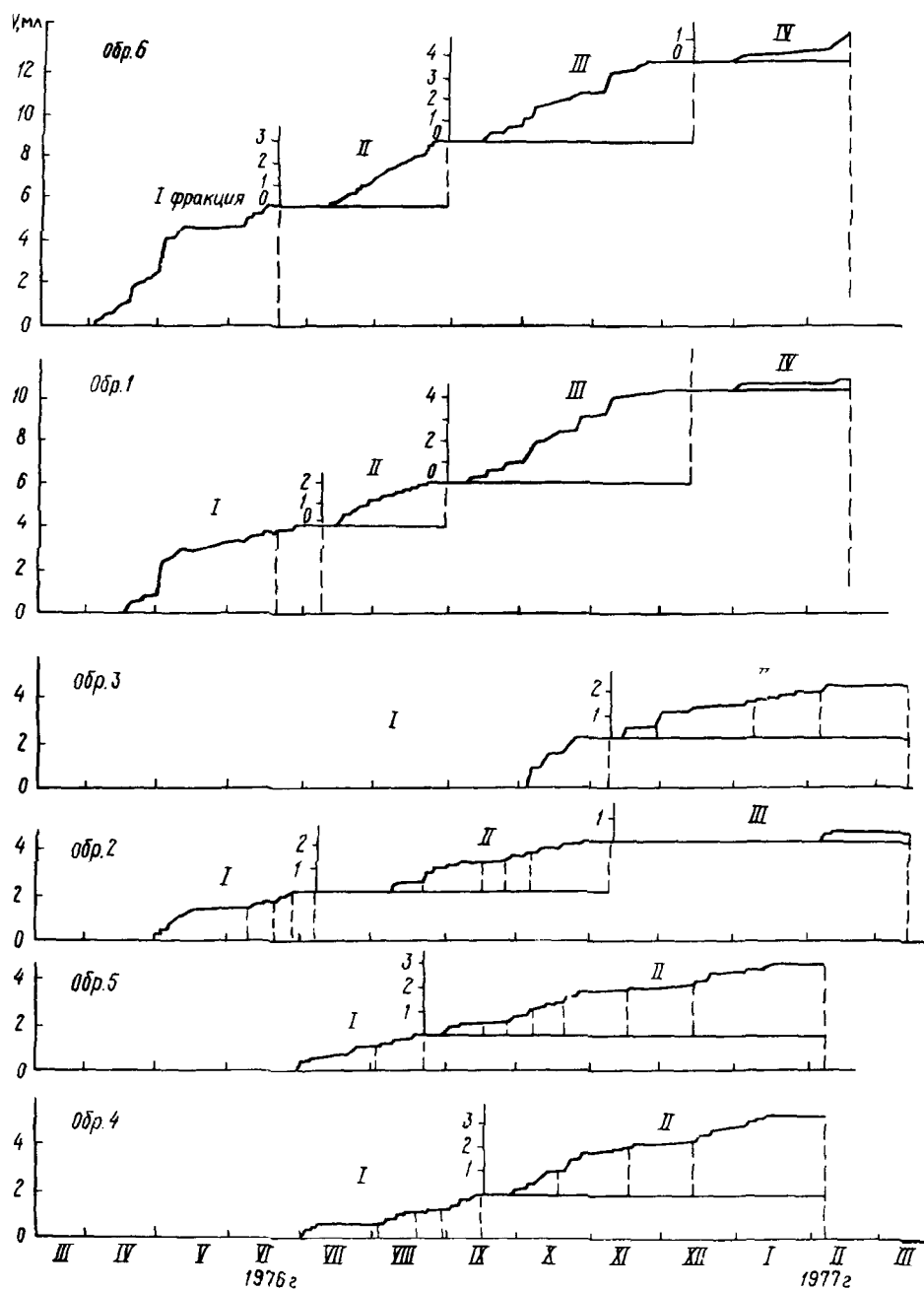


Рис.5. Зависимость притока порового раствора от давления и времени отжима (экспериментальные образцы 1—6)

Таблица 2

Химический состав фракций пороховых растворов (4-е рудоуправление)

Порода глубина, м	P ₂ кг/см	pH	Минерализация, мг/л	Форма выраже- ния ана- лиза	Анионы					Катионы			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	J	Na	K	Ca	Mg
Глина 165	200	6,01	8301,19	мг/л	1155,0	4600,0	134,20				1091,99	600,0	720,0
				мг-экв	33,0	97,93	2,20				43,13	30,0	60,0
				%-экв	24,79	73,56	1,65				32,40	22,53	45,07
	400	6,1	8510,31	мг/л	1283,3	4800,0	85,4				875,61	666,0	800,0
				мг-экв	36,66	100,0	1,4				38,07	33,33	66,66
				%-экв	26,55	72,43	1,02				27,57	24,15	48,28
	1500	6,8	7296,42	мг/л	2434,29	2400,0	122,0	3,458	1,269	1144,02	107,25	650,01	438,76
				мг-экв	69,55	50,0	2,0			49,74	2,75	32,5	36,56
				%-экв	57,22	41,13	1,65			40,92	2,26	26,74	30,08
	4000	6,9	15823,01	мг/л	3272,6	6400,0	91,5			2501,71	1299,87	952,0	1305,33
				мг-экв	163,63	133,33	1,5			108,77	33,33	47,6	108,77
				%-экв	64,82	44,68	0,50			36,44	11,17	15,95	36,44
	5000	7,6	4566,18	мг/л	1555,6	1208,8	330,68			770,5	112,99	309,27	278,34
				мг-экв	44,44	25,18	5,42			33,5	2,89	15,46	23,19
				%-экв	59,22	33,56	7,22			44,63	3,85	20,61	30,91
Глина 194	500	6,55	7946,05	мг/л	2150,0	3600,0	146,4			1848,32	53,33	53,33	148,0
				мг-экв	61,43	75,0	2,4			123,84		2,66	12,33
				%-экв	44,25	54,02	1,73			89,20		1,92	8,88
	3500	7,6	7391,37	мг/л	3081,6	1344,0	274,4	10,46	Не обн.	1126,77	760,5	300,0	504,0
				мг-экв	88,04	28,0	9,45			48,99	19,5	15,0	42,0
				%-экв	70,16	22,31	7,53			39,04	15,54	11,95	33,47
	6000	6,2	199681,4	мг/л	103244,05	27142,85				60003,32	1142,69	1748,57	6400,0
				мг-экв	2949,83	555,48				2608,84	285,71	87,43	533,33
				%-экв	83,91	16,09				74,22	8,13	2,48	15,17

связанная часть порового раствора имеет свои особые физико-химические характеристики, не извлекается методом отпрессовывания, и мы ее не изучаем.

С целью установления степени однородности получаемого раствора проведено изучение химического состава отдельных его фракций отобранных при различных давлениях (табл. 2). Фракционный отбор поровых растворов из глубинных пород методически трудоемок. Имеющиеся в литературе данные о составе отдельных фракций поровой воды связаны с отжимом илов, искусственно приготовленных смесей или искусственно увлажненных образцов пород. Важно было получить эти характеристики для естественных горных пород, отобранных с глубин 500-1000 м. В предыдущих исследованиях [84] отмечалось, что в отдельных фракциях раствора, полученных при различных нагрузках, существенных изменений в содержании отдельных компонентов не наблюдается. При более пристальном внимании улавливаются некоторые закономерности в поведении отдельных компонентов. Как правило, с повышением давления во фракциях уменьшается содержание Na и Cl , увеличивается содержание SO_4 . Катионы Mg и Ca , анион HCO_3 не имеют четкой закономерности в изменении концентраций, и количество их обусловлено карбонатным равновесием в системе "порода — раствор". Некоторые изменения в распределении ионов по фракциям в поровых растворах связаны с литологическим составом пород, стратиграфическим его залеганием и возможными ошибками, связанными со стадийностью отжатия. Как показали исследования, одной из причин неоднородности химического состава различных фракций порового раствора является удаление воды в процессе отжима из разных участков образца и различная протяженность путей фильтрации, которые при этом проходит вода. Основная причина химической неоднородности фракций обуславливается состоянием порового раствора. Поэтому при изучении их целесообразно пользоваться усредненными результатами химического состава, т.е. изучать и анализировать поровый раствор, полученный при рациональном, установленном экспериментальным путем максимальном для данного образца давлении. Этим положением мы руководствовались при отжиме и анализе поровых растворов исследуемых пород.

МЕТОДЫ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Химический анализ поровых растворов, отжатых из пород, отличается от обычного анализа подземных вод тем, что его приходится выполнять из ограниченного объема, измеряемого иногда 2-3 мм. Кроме того, растворы отличаются высокой минерализацией, достигающей порой до 350 г/л. В силу этих обстоятельств анализы требуют особой тщательности выполнения с использованием полумикро- и микрометодов.

В работе использовались весовые навески раствора до 50 мл.

Титрованные растворы — 0,002 н., 0,01, 0,02, 0,06 н., деления применяемых автоматических микробиреток — 0,02 и 0,01 мл /1,2/. Объемные методы анализа использовались для определения содержания Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Br, J, Fe^{2+} и Fe^{3+} , определение Ni, Cu, Co, V, Sn, Mo, Pb, Mn, Al, Si, Bi, Fe, Na, K проводилось инструментальными методами, Na-и K — методом пламенной фотометрии, остальные спектрометрически.

Техника выполнения анализов на некоторые макроэлементы

Предварительно по капельной реакции на Cl и SO_4 устанавливалась примерная минерализация исследуемого раствора. Затем отбиралась весовая навеска 1–2 г и разбавлялась водой до 50 мл, а в некоторых случаях до 100 мл. Из указанных объемов, отбирая микрошпатель не более 5 мл, определяли содержание Cl, SO_4 , Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Cl. Содержание хлора находили по методу Мора, титруя растворами AgNO_3 . При концентрации хлора 0,3–0,5 г/л использовался 0,02 н. AgNO_3 , при 0,02–0,05 г/л — 0,005–0,01 н. AgNO_3 . Конечная точка титрования при необходимости устанавливалась титрованием раствором меньшей концентрации. Воспроизводимость результата контролировалась двумя-тремя пробами. Одновременно делалась поправка на холостой опыт.

SO_4^{2-} . Определение сульфатов велось прямым титрованием азотнокислым свинцом в водно-спиртовой среде с дитизином в качестве индикатора. Определение основано на снижении растворимости PbSO_4 при добавлении этилового спирта. Для более четкого перехода окраски в точке титрования рекомендуется в конце титрования увеличить количество добавляемого спирта. В присутствии некоторых тяжелых элементов, как Cu, Zn и др., титрование дает не достоверный результат. С целью устранения этого влияния проба пропускалась через ионнообменную колонку 300 мм x 8 мм, заполненную на 2/3 сульфостирольным катионитом КУ2 x 8 или Даякс 50 x 8 в H-форме. Первые порции элюата (5–7 мл) отбрасывались, последующие порции (20 мл) анализировались с добавлением дитизона, спирта и титрованием раствором $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ до перехода окраски в красно-фиолетовый цвет. Концентрация применяемого раствора колебалась в пределах 0,002–0,05 н. в зависимости от содержания сульфат-иона, как указывалось выше. Везде вводилась поправка на холостой опыт.

Ca^{2+} . Определение его осуществлялось трилометрическим способом, используя разбавленные титрованные растворы трилона Б 0,02–0,05 н. Титрование велось в щелочной среде, добавляя в микрошпатель (5 мл) 1 мл 2 н. раствора NaOH в присутствии мурексида в качестве индикатора /122/. В некоторых случаях с целью уточнения содержания Ca^{2+} конец титрования проводили с более

разбавленными растворами трилона Б. Во избежание соосаждения Ca^{2+} с гидроокисью Mg^{2+} при увеличении щелочности раствора добавляли 2 мл 20%-ного раствора сахарозы.

Ca^{2+} и Mg^{2+} . Суммарное содержание ионов щелочноземельных металлов определялось также трилонометрически, используя в качестве индикатора хломаген черный и создавая аммиачным буфером среду с pH 9,9 (1 мл аммиачного буфера). Mg^{2+} находили по разности. С целью уточнения результатов определения велись с параллельными пробами.

HCO_3^- . Навески раствора $\sim 0,1-1$ г титровались раствором соляной кислоты. В зависимости от общего содержания карбонатных ионов использовались 0,01-0,05 н. растворы HCl. Титрование проводилось в стаканчиках емкостью 5 мл из микробюреток с ценой деления 0,01 мл в присутствии метилоранжа до перехода от желтого к слабо-розовому цвету.

CO_3^{2-} . В отдельной пробе $\sim 0,1-1$ н. раствора тем же способом, но в присутствии фенолфталеина находилось содержание карбонат-ионов, исходя из закона эквивалентности титрования. Принималось, что общая щелочность обусловлена присутствием бикарбонатных ионов. Во всех случаях опыты проводились со "свидетелем".

Br и J. Определение осуществлялось поэтапно: вначале находили содержание J в пробах, затем суммарную концентрацию $\text{Br} + \text{J}$; Br определялся по разности /100/. Отбиралась навеска раствора 1-2 г, разбавлялась в 50 раз и помещалась в стакан. Добавлялось несколько капель 10%-ного раствора K_2CO_3 для осаждения ионов тяжелых элементов. Осадок отфильтровывался и промывался несколько раз бидистиллятом, затем фильтрат упаривался досуха на водяной бане. Полученную сухую массу многократно экстрагировали спиртом и полученные экстракты переносили в чашку и выпаривали досуха на водяной бане. Оставшийся остаток солей высушивали еще 4 ч при $t = 105^\circ\text{C}$; для удаления органических веществ прокаливали при $t = 200^\circ$ (около часа) на плитке.

Смывая несколькими порциями воды осадок в чашке, переносили его в коническую колбу на 100 мл и упаривали до объема ~ 3 мл. Подкисляли раствор несколькими каплями H_2SO_4 до розовой окраски по метилоранжу, добавляли 2 капли гипохлорита, ставили на кипящую водяную баню на 5 мин (при этом ионы Br и J окисляются до броматов и йодатов). Избыток гипохлорита натрия удаляют кипячением в течение 5 мин с 20%-ным раствором HCOONa . При охлаждении прибавляли 4 мл и 3 н. раствора H_2SO_4 , 2 капли раствора $(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4$ (катализатор), несколько крупинок KJ закрывали пробкой и давали постоять в темном месте 3-4 мин. Выделившийся йод титруют 0,003-0,01 н. раствором гипосульфата натрия в присутствии крахмала до обесцвечивания. Суммарное содержание йода и брома, которое пошло на титрование, равно числу мг-экв $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$.

Йод определялся по методике /5,100/, но окислителем вместо гипохлорита калия являлся насыщенный раствор бромной воды. Весовая навеска 1-2 г порошкового раствора разбавлялась в 50 раз, затем добавляли 0,5 мл 1 н. раствора NaOH для осаждения ионов

железа, фильтрованием осадок отделяли от фильтрата, который затем упаривался до объема ~ 5 мл. К раствору добавляли несколько капель 20%-ного раствора H_2SO_4 до розовой окраски и примерно такое же количество раствора бромной воды. Для удаления брома раствор нагревали на песчаной бане до отсутствия запаха Br (20 мин), охлаждали под струей холодной воды, прибавляли 3–4 капли 20%-ного H_2SO_4 и 3 мл 0,6%-ного раствора. Оставляли колбу в темном месте на 5 мин. Выделившийся йод оттитровывали из микрофетки 0,002–0,01 н. раствором $Na_2S_2O_3$ в присутствии крахмала до обесцвечивания. Количество тиосульфата натрия, использованного на титрование, соответствует количеству йода, выделившегося в ходе реакции.

При расчетах на J и сумму $(Br + J)$ учитывался холостой опыт, т.е. количество раствора $Na_2S_2O_3$, дошедшего на титрование реактивов, используемых в анализе. Воспроизводимость данных анализа колеблется в пределах $3 \cdot 10^{-5}$ мг-экв при титровании 0,002 н. раствором и $2 \cdot 10^{-4}$ мг-экв при титровании 0,01 н. раствором тиосульфата натрия.

$Fe^{2+} + Fe^{3+}$. 1–2 г навески порошкового раствора разбавляют в 10 раз и добавляют 2 мл 10%-ного раствора HCl и 2 мл концентрированной HNO_3 и нагревают раствор до кипения, затем оставляют стоять на горячей водяной бане около часа. При дальнейшем нагревании до кипячения прибавляют несколько миллилитров раствора аммиака до сильного запаха и оставляют на плитке на 20 мин. Выпавший осадок гидроокиси железа фильтруют в горячем виде через беззольный фильтр и промывают несколько раз водой, подщелоченной NH_4OH . Собранный осадок растворяют 10%-ным раствором HCl и фильтрат отбирают в склянку с притертой пробкой. Избыток кислоты отфильтровывают щелочью до появления мути. Прибавляют к раствору около 10 мл HCl (1:10): 1–2 г KJ , закрывают склянку и содержимое взбалтывают. При этом йод восстанавливается из калий-йода в количестве, эквивалентном содержанию железа. Оставляют в темноте на 20 мин и оттитровывают йод 0,01 н. раствором $Na_2S_2O_3$ в присутствии крахмала. Более точные результаты получаются при колориметрическом методе анализа, который дает надежные результаты при концентрировании железа не свыше 10 мг/л. Воспроизводимость объемных определений $2-4 \times 10^{-4}$ мг-экв на пробу.

Na^+ и K^+ . Количественное определение Na и K осуществлялось на пламенном фотометре ПФМ, для чего аликвота 5 мл разбавлялась в 10 раз в мерных колбочках на 50 мл и фотометрировалась. В качестве эталона выбирались растворы хлористого натрия и хлористого калия. При малых концентрациях Na или K^+ в поровом растворе исходная проба разбавлялась в меньшее, чем указано, число раз. Контроль химического анализа воды проверяли исходя из условия электронейтральности раствора, т.е. число миллиграмм-эквивалентов анионов равно числу миллиграмм-эквивалентов катионов в расчете на 1 л раствора. При этом учитывались Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na , K , Cl , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Br , J . Относительная ошибка (в %) при минерализации 50–350 г/л составляла 1–3, что является вполне допустимым.

СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОВЫХ РАСТВОРАХ

Определение содержания микроэлементов Ni, Cu, Co, V, Sn, Mo, Pb, Mn, Al, Si, Bi, Fe проводилось методом эмиссионного спектрального анализа на ИСП-28 с предварительным обогащением анализируемой пробы. Концентрирование ионов позволяло повысить чувствительность анализа до 10^{-5} – $10^{-6}\%$, в то время как ранее применяемая нами методика с использованием распыления растворов в искровой разряд через канал электрода /76/ имела чувствительность 10^{-3} – $10^{-5}\%$. Концентрирование элементов проводилось методом жидкостной экстракции, позволяющей обогащать исследуемую пробу Ni, Co, Cu, V, Sn, Mo, Al, Bi, Fe, Pb. Последние в растворах диэтилдитиокарбоната натрия и 8-оксихинолина образуют прочные комплексы, которые избирательно извлекаются хлороформом при смешивании его с водой.

Следовательно, экстрагирование дает возможность повысить чувствительность спектрального анализа, извлечь группу элементов и в относительно короткий срок сделать весь анализ, так как органические вещества легко отгоняются и разрушаются при сравнительно невысоких температурах (до 350°C).

Определение микроэлементов включало 3 этапа:

1) приготовление основы и стандартных растворов; 2) подготовку и экстрагирование пробы; 3) спектрографическое определение.

Приготовление основы и стандартных растворов

В качестве спектрографической основы брался тонкоизмельченный угольный порошок марки ОСЧ, хлористый натрий, назначение которого стабилизировать температуру дуги. Кроме того, введение в пламя щелочных металлов способствует повышению чувствительности, так как повышается содержание нейтральных возбужденных атомов за счет понижения температуры пламени. В качестве внутренних стандартов использовались моли церия и стронция. Внутренние стандарты позволяют уменьшить влияние состава и структуры проб на интенсивность спектральных линий благодаря переходу к измерению относительной интенсивности двух линий с близкими потенциалами возбуждения (аналитические пары). Использовались аналитические линии элементов и внутренних стандартов, приведенных в работе В.Я.Еременко /54/.

Растворы солей стронция и церия готовились из азотнокислого церия и хлористого стронция из расчета 30 мг/мл. Затем отвешивали 10 г угольного порошка и 5 г NaCl, тщательно перемешивали в агатовой ступке и переносили в кварцевую чашку, куда приливали 1 мл раствора азотнокислого церия и высушивали на электроплитке. Потом туда же добавляли 1 мл раствора соли строн-

ция и снова удаляли влагу высушиванием. Для окончательного удаления воды чашку с содержимым ставили в муфель при 350°C на 20 мин. После этого снова переносили массу основы в агатовую ступку и перемешивали не менее 1,5 ч.

Растворы солей получали из препаратов марки ОСЧ или ХЧ, реактивы проверялись на степень загрязненности. Готовилось два рабочих раствора. Первый рабочий раствор содержал Ni, Co, Cu, V, Mo, Al, Mn — по 200 мкг/мл, Sn, Fe — по 400 мкг/мл; второй — Bi и Pb по 400 и 800 мкг/мл соответственно. Для приготовления первого рабочего раствора в мерную колбу на 100 мл приливали 10 мл или 6 н. раствора HCl и 5 мл каждого из запасных растворов перечисленных выше элементов.

Первый стандарт должен содержать Ni, Co, Cu, V, Mo, Al, Mn в расчете на 80 мг основы 10 мкг этих элементов ($8 \cdot 10^3:1$), Sn, Bi, Fe — по 20 мкг, Pb — 40 мг. С этой целью отвешивали в кварцевую чашку 3,2 г основы и приливали по каплям 2 мл первого рабочего раствора, затем высушивали над электролампой. Далее добавляли 2 мл второго рабочего раствора и снова высушивали. Для окончательного удаления воды из навески чашку ставили в муфельную печь и выдерживали при 350° около 20 мин. Полученную массу переносили в агатовую ступку и тщательно перемешивали в течение 1,5 ч. Второй стандарт готовили аналогично, разбавляли основой вдвое, т.е. брали 1,6 г основы и добавляли 0,5 мл первого рабочего раствора, третий стандарт — 1,6 г основы и 0,25 мл и т.д. Всего готовили четыре стандарта. Заметим, что первый стандарт берется в двойном количестве.

Полученные стандарты проверяли дважды, фотографируя спектры, и для каждого элемента строили калибровочную прямую в координатах $\Delta S - \lg C$, где ΔS — относительное почернение спектральной линии, C — весовая концентрация. Если четыре точки ложатся на прямую, то подготовку стандартов на этом заканчивают.

Экстрагирование и спектрографическое определение

Весовая навеска 1 г порошкового раствора разбавляется в мерной колбе на 0,5 л, подкисляется 10 мл 0Н HCl и ставится на водяную баню на 5 мин. Этим достигается полнота перехода металлов из коллоидного состояния в ионное. После охлаждения приливают 7,5 мл буферного раствора бифталата калия и добавлением 6 н. раствора аммиака доводят pH до 5. Контроль величины pH устанавливается капельным методом с точностью $\pm 0,1$ в присутствии индикатора бром-крезолового зеленого. Затем объем раствора переносят в делительную воронку емкостью 1 л, добавляют 15 мл 0,1%-ного раствора оксина в хлороформе и 5 мл свежеприготовленного 5%-ного раствора карбоната натрия. Содержимое встряхивается несколько раз, каждый раз открывая пробку для снижения давления в делительной воронке и избежания выброса смеси. По окончании встряхивания делительную воронку оставляют в покое для расслаи-

вания воды и хлороформа. После расслаивания хлороформный слой сливают в приемник. Для промывания крана воронки прибавляют еще 2 мл хлороформа и, не встряхивая, спускают в приемник. Экстракцию повторяют несколько раз, обычно три-четыре. Полученный экстракт фильтруют через беззольный бумажный фильтр в колбу для отгонки хлороформа. Фильтрование проводится для удаления воды, содержащейся в экстракте. Для полноты удаления экстракта из приемника его промывают хлороформом и остатки фильтруют через тот же фильтр. Удаление воды из экстракта предупреждает разбрызгивание экстракта при дальнейшем упаривании и способствует устранению Ca^{2+} в воде, присутствующей в экстракте.

Отгонка хлороформа из экстракта производится вначале на водяной бане, а затем в муфельной печи. С этой целью в тигель отвешивают 80 мг приготовленной основы и переносят сюда же полученный концентрат. Тигель ставят под электролампу для отгонки хлороформа, затем тигли переносят в муфельную печь и выдерживают при $t = 350^\circ\text{C}$. При этом происходит разложение оксидов, карбонатов и обугливание органических веществ. После охлаждения тиглей их содержимое перемешивают в течение 10 мин. Полученный из каждого тигля порошок помещают в каналы трех электродов. В каждый электрод отвешивают 10 мг порошка.

Для получения спектрограммы использовался спектрограф ИСП-28 с кварцевой оптикой и трехлинзовой системой освещения. Генератор дуги ДТ-2, напряжение 220 В, сила тока 7 А, межэлектродное расстояние 3 мм, осветительная диафрагма 2 мм, щель 0,003 мм. Сжигание продолжали до полного выгорания пробы. Вычисление содержания элементов в пробах выполняли графическим способом по калибровочным прямым $\Delta S - \lg C$.

При проведении анализов для контроля точности результатов брались параллельные пробы и делались поправки на холостой опыт. Погрешность определения составляла в среднем 10-25%.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАСТВОРОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПЕТРИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В геоструктурном отношении Петриковское месторождение калийных солей расположено в центральной части Калинковичской депрессии Припятской впадины (рис. 6). По данным сейсморазведочных и буровых работ площадь месторождения разделена Петриковским и Шестовичским локальными поднятиями, вытянутыми в субширотном направлении, на две синклинальные складки — северную и южную. Общее их погружение направлено к востоку, а к западу они постепенно сужаются и замыкаются. Осадочный чехол представлен отложениями девона, карбона, перми, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена. Среди осадочного комплекса пород преобладают девонские, которые несогласно залегают на кристаллическом фундаменте и имеют мощность 2000–2500 м. Представлены они подсолевыми, нижними и верхними соленосными, межсолевыми и надсолевыми отложениями /53/. На рис. 7–9 приведены геологические разрезы опорных скважин Петриковского месторождения солей.

В составе подсолевых отложений выделяются нижняя терригенная и верхняя карбонатная толщи. Первая представлена лярнуско-наровским ($D_{2pr} + hr$), старооскольским (D_{2st}) горизонтами живетского яруса среднего девона и нижнешигровским ($D_{3sch.}$) горизонтом франского яруса верхнего девона. В составе терригенной подсолевой толщи преобладают песчано-глинистые пачки пород, переслаивающиеся с карбонатными, доломитово-мергельными и гипсоносными. Общая мощность терригенной подсолевой толщи в пределах месторождения составляет 100–150 м. Подсолевая карбонатная толща представлена верхнешигровским (D_{3sch_2}), семилукским (D_{3sm}), петинским (D_{3pt}), воронежским (D_{3vr}) и евлановским (D_{3ev}) горизонтами. Суммарная мощность 100–130 м. Представлена переслаиванием мергелей, известняков, доломитов, глин.

Основную часть девонских образований составляет верхнедевонская галогенная формация, приуроченная к верхней части франского (D_{3fr}) и фаменскому (D_{3fm}) ярусам. В разрезе галогенной формации выделяются три толщи: нижняя соленосная, межсолевая и верхняя соленосная.

Нижняя соленосная толща представлена ливенским горизонтом (D_{3lv}) и сложена каменной солью с прослоями известковистых глин, мергелей, доломитов, известняков, ангидритов, песчаников и алевролитов. Ее мощность достигает 150 м.

Межсолевая толща представлена отложениями задонского (D_3zd) горизонта, залегает трансгрессивно с размывом на нижней (ливенской) соленосной толще и перекрывается согласно с постепенным переходом верхней (елецко-лебедянской) соленосной толщей. Мощность толщи сильно колеблется и изменяется от нуля (в пределах Шестовичского поднятия) до 645 м в районе г.Петрикова, скв. 5-Р.

Верхняя соленосная толща сложена отложениями елецкого

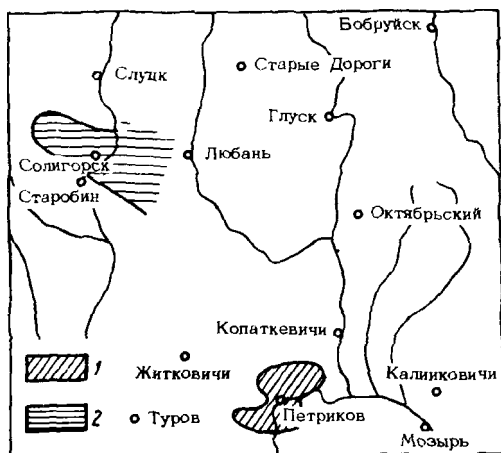


Рис.6. Обзорная карта-схема:

- 1 — Петриковское месторождение калийных солей
- 2 — Старобинское месторождение калийных солей

(D_3el) и данково-лебедянского (D_3dl) горизонтов фаменского яруса верхнего девона. На большей части площади месторождения кровли верхней соленосной толщи залегают на глубине 500 м. В сводах локальных поднятий она воздымается до глубины 314 м, а в погруженных частях депрессии опускается до 700 м и более. Мощность толщи равна 1600–1900 м. Верхняя соленосная толща отчетливо разделяется на нижнюю и верхнюю подтолщи.

Нижняя подтолща (мощностью 1300–1500 м) сло-

жена относительно чистой, преимущественно белой каменной солью, пачки которой имеют мощность 20–220 м. Несоленосные породы в ней представлены известняками, доломитами, ангидритами, реже глинами, мергелями и алевролитами. Пачки несоляных пород имеют мощность до 23 м. Соленасыщенность подтолщи составляет 85–96%. Калийные соли здесь отсутствуют.

Верхняя подтолща (мощностью 500–1000 м) представлена каменной солью в различной степени с примесью глины и окрашенной окислами железа, битумами и органикой. Несоляные пачки сложены преимущественно карбонатными глинами и глинистыми мергелями. Подчиненное значение имеют глинистые ангидриты и доломиты, алевролиты и песчаники. Соленасыщенность достигает 85%. Особо высока соленасыщенность (92–96%) продуктивной зоны мощностью 200–220 м, включающей большую часть калийных горизонтов.

Верхняя соленосная толща перекрыта надсолевой глинисто-мергелистой толщей данково-лебедянского возраста (D_3dla) мощностью 250–350 м. По литологическим признакам она разделяется на две подтолщи: верхнюю (D_3dla_1), глинисто-мергелистую, сланцеватую, и нижнюю (D_3dla_2), гипсоносную. Первая подтолща представлена глинами, мергелями, сланцами. Глубина залегания ее изменяется от 200 до 540 м. Мощность подтолщи составляет 50–200 м. Вторая подтолща залегает на глубине 430–650 м и сло-

Масштаб глубина, м	Геологический возраст	Глубина по- дошвы слоя, м	Мощность слоя, м	Литологи- ческая колонка	Краткое описание пород
20	Q	28,5	28,5		Песок мелкозернистый полевошпатово-кварцевый, глинистый
40	N	39,2	10,7		Глина плотная вязкая, с прослоями песка
60	P	98,5	59,3		Песок тонкозернистый глауконитово-кварцевый
80					
100	K _{2t}	136,5	38,0		Мел белый пясчий, плотный
120	K _{2cm}	140,5	4,5		Песчаник тонкозернистый
140					
160	J ₂	194,5	54,0		Песок разнотоннозернистый с прослойками песчаника, глины плотной
180					
200	C ₁	222,2	27,7		Глина
220					
240		232,7	10,5		Песок тонкозернистый, глинистый
260		267,2	35,5		Глина пестроцветная, известковистая
280					
300		316,1	48,9		Глина аргиллитоподобная
320					
340		336,8	20,7		Мергель с прослойками известняка, доломита, глины
360					
380					
400					
420		446,8	110,0		Переслаивание глин аргиллитоподобных и мергелей
440					
460					
480		506,6	60,8		Глина аргиллитоподобная с прослойками гипсово-ангидритовых пород и доломитов
500					
520					
540		526,3	19,7		Мергель трещиноватый с прослойками алевролита и доломита
560		559,0	32,7		Глина аргиллитоподобная, плотная
580		562,0	3,0		Мергель
600	D _{3dl}	579,0	17,0		Глина аргиллитоподобная
620					
640					
660		1183,2	604,2		Каменная соль с прослойками глин, алевролитов, в нижней части с прослойками доломитов и известняков
680					
700					
1060					
1080					
1100					
1110					
1140					
1160					
1180					

Рис.7. Сводный геологический разрез, скв.339

Масштаб глубин, м	Геологический возраст	Глубина подош- вы слоя, м	Мощность слоя, м	Литологиче- ская колонка	Краткое описание пород
20	Q ^N	26,5	26,5		Переслаивание песка, глины, песчанка
40					
60	P	94,0	67,5		Песок глауконитово-кварцевый
80					
120	K ₂ ^t	135,5	41,5		Мел белый, песчаный с примесью глинисто- го материала
140					
160	K ₂ ^{cm}	136,6	1,1		Брекчия
180					
200					Известняк, Песчаник кварцевый на известковистом цементе
220	J ₃	158,0	21,4		
240					
260	J ₂	216,5	58,5		Песок кварцевый, глинистый с прослоями глин
280					Песок полевошпатово-кварцевый с прос- лоями песчаника
300		263,0	46,5		
320	T ₁	271,0	8,0		Глина плотная, песчанистая
340		286,5	15,5		Глина пестроцветная песчанистая, плот- ная
360		330,5	53,0		
380	P ₂	375,5	36,0		Песок полевошпатово-кварцевый
400					
420					
440	C ₁	468,0	92,5		Глина пестроцветная массивная с прос- лоями известняков
460					
480					
500		471,1	3,1		Песчанник
520		496,2	25,1		Глина
540					
560		574,1	77,9		Глина известковистая с прослоями мер- гелей
580					
600	D ₃ ^{dl a₁}				
620		641,4	67,3		Глина плотная
640					
660					
680		704,1	62,7		Глина с прослойками мергеля и доло- мита
700					
720					
740					
760					
780	D ₃ ^{dl a₂}	882,1	178,0		Глина плотная аргиллитоподобная, трещи- новатая с прослоями доломитов, мерге- лей, известняков
800					
820					
840					
860					
880					
900					
920					
940					
960					
980					
1000					
1020					
1040					
1060					
1080	D ₃ ^{dl b}	11521,5	639,4		Соль каменная с прослоями глины, ар- гиллитов
1100					
1120					
1140					
1160					
1180					
1500					
1520					

Рис.8. Сводный геологический разрез, скв.335

Масштаб глубин, м	Геологиче- ский возраст	Глубина по- дошвы слоя, м	Мощность слоя, м	Литоличе- ская колонка	Краткое описание пород
20	Q	12,0	12,0		Песок тонкозернистый полевошпатово-кварцевый
40	N	25,4	13,4		Глина с охристыми пятнами, железистая
60	P	77,8	52,4		Песок глауконитово-кварцевый, тонко и мелкозернистый, слабо глинистый
80					
100	K ₂ ^t	118,0	40,2		Мел белый, пыльный, плотный
120	K ₂ ^{cm}	119,9	1,9		Песчаник меловой
140	J ₃	130,0	10,1		Песок с прослойками известняка
160					
180	J ₂	207,0	77,0		Песок разнозернистый с прослойками глин и песчаников, с включениями растительных остатков
200					
220					
240	T ₁	272,0	65,0		Песок тонко- и мелкозернистый
260					
280					
300	C ₁	324,6	52,6		Глина аргиллитоподобная с прослойками песчаника
320					
340		342,6	18,0		Глина аргиллитоподобная
360		346,9	4,3		Мергель
380					
400		416,5	69,6		Глина аргиллитоподобная с прослойками мергелей, известняков
420					
440		428,5	8,9		Мергель
460					
480					
500					
520	D ₃ dl _a	560,7	132,2		Глина аргиллитоподобная с прослойками доломитов, известняков, мергелей, песчаников, алевролитов
540					
560					
580		589,5	28,8		Мергель плотный с прослойками алевролита, ангидрита
600		609,5	20,0		Глина с прослоями мергеля
620					
640					
660					
680					
1040					
1060					
1080					
1100					
1120					
1140		1190,0	580,5		Каменная соль с прослоями глины, мергеля, сивьинита
1160					
1180					

Рис.9. Сводный геологический разрез, скв.397

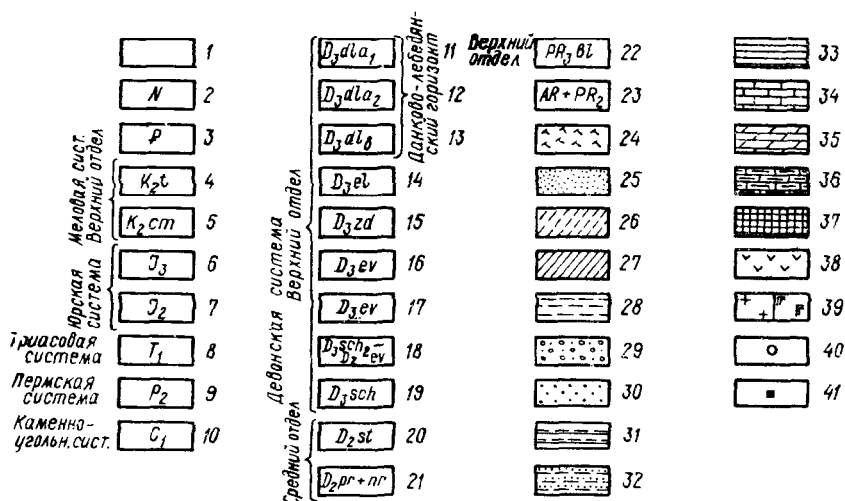


Рис.10. Условные обозначения по всем геологическим разрезам:

1 — антропогенные отложения: пески, супеси, суглинки, глины; 2 — неогеновые отложения: пески, глины; 3 — палеогеновые отложения: пески, супеси, песчаники; меловая система, верхний отдел: 4 — туронский ярус: мел, мергель; 5 — сеноманский ярус: пески, песчаники, мел опесчаненный; юрская система: 6 — верхнеюрские отложения: известняки, песчаники; 7 — среднеюрские отложения: пески, глины; триасовая система: 8 — нижний отдел: пески, глины, песчаники; пермская система: 9 — верхний отдел: пески, глины, песчаники; каменноугольная система: 10 — нижний отдел: глины, известняки, пески, песчаники; девонская система, верхний отдел: 11 — данково-лебедянский горизонт, надсолевая сланцевосная толща; глины, мергели, алевроиты; 12 — данково-лебедянский горизонт, надсолевая гипсовосная толща: глины, мергели, сульфатно-карбонатные породы; 13 — данково-лебедянский горизонт, верхняя солоносная толща: переслаивание каменной соли с глинами, мергелями, известняками, доломитами; 14 — елецкий горизонт: доломиты, известняки, мергели, глины; 15 — задонский горизонт: известняки, мергели, глины, песчаники; 16 — ливенский горизонт: доломиты, мергели, глины, каменная соль; 17 — евлановский горизонт: доломиты, мергели, глины, песчаники; 18 — подсолевая карбонатная толща: известняки, доломиты, мергели (верхнешигровский-евлановский горизонт); 19 — подсолевая терригенная толща: песчаники, глины, алевролиты (нижнешигровский горизонт); средний отдел: 20 — старооскольский горизонт: пески, песчаники, алевролиты, глины; 21 — пярнуско-наровский горизонт: известняки, доломиты, алевролиты, глины; 22 — верхний протерозой, белорусская серия: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 23 — архей-средний протерозой: гнейсы, гранито-гнейсы; 24 — торф, гиттия; 25 — пески; 26 — супеси; 27 — суглинки; 28 — глины; 29 — гравий и галька; 30 — песчаники; 31 — алевролиты; 32 — алевроиты; 33 — аргиллиты; 34 — известняки; 35 — доломиты; 36 — мергели; 37 — мел; 38 — галогенные породы (каменная соль, гипс); 39-1 — изверженные породы, 39-2 — туфогенные породы; 40 — места отбора проб подземных вод; 41 — места отбора проб поровых вод

жена двумя пачками: глинисто-мергелистой и сульфатно-карбонатно-глинистой. Общая мощность подтолщи колеблется от 50 до 180 м. В литологическом составе подтолщи преобладают ангидриты, алевроитистые глины, мергели с прослоями и гнездами ангидрита и гипса.

Отложения каменноугольной системы без явных перерывов перекрывают верхнедевонские отложения и представлены нижним отделом в составе турнейского (C_1t) и визейского (C_1v) ярусов. Мощность нижнекаменноугольных отложений в пределах месторождения не превышает 100 м. Глубина залегания кровли этих отложений изменяется в пределах 185-500 м. Представлены они пестроцветными глинами, кварцевыми песками и известняками.

Верхнепермские отложения (P_2) залегают на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений. Представлены очень плотны-

ми глинами с прослоями алевролитов и песчаников и крепкими песчаниками с гравием и галькой, часто переходящими в конгломерат и гравелит. Цемент песчаников и гравелитов карбонатный. Рыхлые разности сложены разнозернистыми песками кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава с включением гравия и гальки. Мощность отложений составляет 2–82 м.

Нижнетриасовые отложения (T_1) перекрывают верхнепермские, а в местах их отсутствия залегают непосредственно на нижнекаменноугольных отложениях. Глубина залегания их около 200 м, мощность до 170 м. Сложены они красноцветными песчано-глинистыми разностями пород: кварцевыми песками и песчаниками, мелко- и разнозернистыми пестроцветными алевролитистыми часто карбонатными глинами.

Отложения юрской системы представлены средним (J_2) и верхним (J_3) отделами. Их мощность в пределах месторождения достигает 200 м, в среднем составляя около 100 м. Среднеюрские отложения песчано-глинистой толщи сложены слоистыми песчанистыми глинами, кварцевыми песчаниками и мелкозернистыми кварцевыми песками, верхнеюрские — песчанистыми известняками и известковистыми кварцевыми и известково-кварцевыми песчаниками с прослоями карбонатных глин и мергелей.

Отложения меловой системы залегают на глубине 70–160 м и представлены туронским (K_2^t) и сеноманским (K_{2cm}) ярусами. В целом их мощность незначительная и изменяется от 20 до 80 м. Сложены белым писчим мелом, мелоподобным мергелем и запесочным мелом.

Отложения палеогеновой системы залегают на глубинах 76–154 м и имеют мощность 110 м. Литологически представлены мелкозернистыми песками и легкими супесями.

Породы неогена подстилают четвертичные отложения и залегают на глубине от 20 до 60 м. Их мощность незначительная и составляет 2,5–10 м. Сложены кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми песками, иногда с прослоями глин.

Антропогеновые отложения распространены повсеместно. Их мощность колеблется от 5 до 60 м и в среднем составляет 20–30 м. Представлены они ледниковыми, водно-ледниковыми, аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. В разрезе преобладают пески разного гранулометрического состава, моренные супеси и суглинки.

Гидрогеологические условия района Петриковского опорного разреза определяются приуроченностью его к центральной части Припятского артезианского бассейна, представляющего сложную гидродинамическую систему и состоящую из нескольких водоносных комплексов и разделяющих их водоупоров. Всю водонасыщенную толщу пород по гидродинамическим и гидрохимическим признакам можно разделить на два регионально выдержанных горизонта: верхний, включающий зоны активного и замедленного водообмена и содержащий пресные и солоноватые воды, и нижний, содержащий соленые и рассольные воды и характеризующийся весьма затрудненным водообменом. Границей между ними являются водоупорные породы надсолевой пачки данково-лебебянского горизонта верхнего девона (Dadla).

Водоносные комплексы в породах кайнозоя распространены на площади месторождения повсеместно. Водовмещающие породы представлены песками различного гранулометрического состава. Супеси, суглинки, глины играют в разрезе водоносного комплекса подчиненную роль и не выдержаны по площади. Мощность водоносного комплекса в среднем составляет около 25 м. В нижней части разреза кайнозойских отложений подземные воды напорные благодаря наличию в разрезе относительно водоупорных слоев. Пьезометрическая поверхность напорных вод располагается вблизи зеркала грунтовых вод, что обусловлено их тесной гидравлической связью. Воды, приуроченные к кайнозойским отложениям, пресные с минерализацией 0,5, реже до 1,0 г/л и более. По преобладающим компонентам они относятся к гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевым, тип вод гидрокарбонатный (по классификации Курнакова—Валяшко). Вблизи дневной поверхности они часто имеют нитратно-хлоридно-натриевый состав, что, по-видимому, обусловлено их бытовым загрязнением. Подземные воды кайнозойских отложений являются основным источником водоснабжения района месторождения. Дебиты большинства водозаборных скважин составляют 9–20 м³/час при понижениях 6–30 м /29/.

Водоносный горизонт в породах туронского яруса (K_2^t) повсеместно подстилает кайнозойский водоносный комплекс. Кровля водоносного горизонта залегает на глубине 70–160 м, его мощность изменяется от 20 до 80 м. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми мелоподобными мергелями и лисчим мелом и характеризуются низкими фильтрационными свойствами и слабой водоносностью. Коэффициент фильтрации пород равен 0,006 м/сут, дебит опробованной скважины — 1,6 м³/сут при понижении 26 м. Минерализация воды составляет 1,2 г/л. По преобладающим компонентам вода гидрокарбонатно-кальциевая; тип ее гидрокарбонатный.

Водоносный комплекс в породах сеномана, верхней и средней юры, нижнего триаса и верхней перми ($K_2^{cm} + J_2 + Z + T_1 + P_2$) образует нижнюю часть зоны активного водообмена. Водовмещающие породы представлены песчано-глинистыми и карбонатными отложениями со значительным преобладанием в разрезе песков. В зависимости от геоструктурных условий кровля этого водоносного комплекса располагается на глубинах от 98 до 237 м. Мощности водовмещающих пород колеблется в пределах 95–235 м. Водоносный комплекс в отдельных интервалах разреза обладает значительной водопроницаемостью. Дебиты отдельных скважин колеблются от 2,7 до 15,3 м³/час. Водоносный комплекс содержит преимущественно пресные воды с минерализацией 0,2–0,3 г/л. В пермских водовмещающих породах заключены слабосоленоватые воды с минерализацией до 1,5 г/л. Пресные воды комплекса относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевым, солоноватые — к хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевым; тип вод гидрокарбонатный.

Водоносный горизонт нижнекаменноугольных отложений (C_1) распространен на большей части площади месторождения, отсутствует только в сводовых частях некоторых положительных структур. Данный горизонт характеризуется замедленным водообменом и распро-

странением солоноватых вод. Подземные воды приурочены преимущественно к прослоям известняков, песчаников, мелкозернистых песков мощностью 0,5–1,0 м, залегающих среди массивных глин. Проницаемость рассматриваемых пород весьма слабая, водообильность незначительная. Коэффициент фильтрации их составляет $n \cdot 10^{-4}$ м/сут, удельный дебит равен $1,5 \cdot 10^{-2}$ м³/сут. Величина минерализации воды составила 9,6 г/л. По составу воды хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые; тип их хлоридный.

Практически водоупорные породы надсолевой сланценосной пачки данково-лебединского горизонта (D_3dla_1) распространены на площади месторождения повсеместно, за исключением сводов некоторых локальных геологических структур. Представлены глинами и мергелями с прослоями известняков, доломитов, горючих сланцев и сапропелевых мергелей. Глубина залегания сланценосных пород изменяется преимущественно от 200 до 400 м. Мощность этой пачки пород колеблется от 50 до 200 м. Водопроницаемость их весьма низкая — коэффициент фильтрации пород $n \cdot 10^{-6}$ м/сут, что позволяет относить их к практически водоупорным.

Водоносные породы надсолевой толщи данково-лебединского горизонта (D_3dla_{1-2}) распространены по площади месторождения повсеместно. Подстилаются они водоупорными соленосными отложениями, а перекрываются описанными сланценосными водоупорными породами. Глубина залегания кровли водоносных пород верхнего девона колеблется от 270 до 540 м. Водовмещающие отложения представлены вверху пачкой трещиноватых, массивных, аргиллитоподобных глин и мергелей с прослоями доломитов мощностью до 1 м, редкими маломощными прослоями песчаников и конгломератов, внизу — пачкой сульфатно-карбонатно-глинистых сильно раздробленных пород. Суммарная мощность всей толщи 150–200 м. Проницаемость пород зависит от литологического состава, закономерно изменяется с глубиной и в целом весьма незначительная. Коэффициенты фильтрации пород составляют от $n \cdot 10^{-3}$ м/сут в верхней части толщи до $n \cdot 10^{-4}$ м/сут — в нижней. Водообильность пород весьма низкая. Удельные дебиты скважин составляют $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-1}$ м³/сут. Минерализация подземных вод, приуроченных к породам надсолевого девона, изменяется от 25,7 до 316,8 г/л и закономерно увеличивается с глубиной. В верхних частях разреза водовмещающих пород величина минерализации подземных вод составляет 25,7–97,4 г/л, в зоне распространения прослоев гипса превышает 100 г/л, а у контакта с верхней соленосной толщей увеличивается до 316,8 г/л и более. Воды, вскрытые скважинами в трещиноватых породах пачки массивных глин и мергелей, по преобладающим компонентам относятся к хлоридно-сульфатно-натриево-магниевым, в зоне распространения прослоев гипса они хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые, а у подошвы водоносного горизонта хлоридно-натриево-кальциевые. Тип подземных вод хлоридный либо сульфатный. Засоленность водовмещающих пород надсолевой толщи по данным водных вытяжек из керна скважин составляет 7–10% и зависит от глубины залегания и их литологического состава.

Отложения верхней соленосной толщи данково-лебединского го-

ризонта (D_{3dlb}) и нижней соленосной толщи ливенского горизонта (D_{3liv}) являются водоупорными породами.

Межсолевой водоносный комплекс приурочен к карбонатным разностям пород задонского горизонта (D_{3zd}) и в целом характеризуется слабой водообильностью и незначительной проницаемостью водовмещающих отложений. Подземные воды этого комплекса относятся к рассолам с минерализацией более 300 г/л (Петриков, скв. 5-Р, гл. 1334–1362 м). Они имеют хлоридно-натриевый и хлоридно-кальциевый состав и высокую степень метаморфизации ($rNa/rCl = 0,3-0,8$). Температура рассолов межсолевого комплекса достигает 30–40°C. Подсолевой водоносный комплекс приурочен в основном к карбонатной части разреза. Водовмещающими являются прослои известняков, доломитов, мергелей франского яруса. Этот водоносный комплекс в целом также характеризуется слабой водообильностью и низкой проницаемостью пород. Рассолы высококонцентрированные (до 300–400 г/л), хлоридно-кальциево-натриевого и натриево-кальциевого состава, с высокой степенью метаморфизации, с температурой 40–50°C (Петриков, скв. 6-Р, гл. 1903–1905 м).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Физико-механические свойства пород Петриковского месторождения детально изучены и охарактеризованы в работах Г.А. Колпашникова, В.Клементьева. Отмечается уменьшение естественной водосодержимости пород с глубиной. Если меловые породы и глины пермо-триаса имеют естественную влажность 20,3–29,5%, то глины надсолевого девона только 12–17%. Соответственно гигроскопическая влажность увеличивается от 0,2 до 8%. Пористость пород изменяется от 42,8% для кайнозойских глин до 11,5% у верхнедевонских глин. Удельный вес пород колеблется от 1,78 до 2,67 г/см³. Уменьшение влажности и пористости с глубиной свидетельствует об обезвоживании глинистых пород под влиянием гравитационного давления вышележащих толщ. Показатели физических свойств образцов пород, из которых отжимались поровые растворы, приведены в табл. 3. В основном все образцы имеют названную закономерность изменения физических параметров по разрезу. Отклонения от нее зависят от литологического, минералого-петрографического, гранулометрического состава пород, расположения пород по разрезу, от близости водонасыщенных толщ и т.д.

В табл. 4 приведены данные о теплофизических свойствах пород. Исследуемые породы имеют различный диапазон теплофизических параметров. Обусловлено это минералогическим составом пород, плотностью, физическими свойствами пород, химическим составом поровых растворов и засоленностью пород. Так, глина с глубины 578,0 м имеет теплопроводность 0,0041319, а алевролит на контакте с прослоем соли имеет 0,012746 кал/см·с/град.

Таблица 3

Физические свойства пород Петриковского месторождения солей

Порода	Глубина отбора, м	Влажность весовая w, %	Удельный вес скеле- та образца γ , г/см ³	Объемный вес влаж- ного об- разца Δ , г/см ³	Объемный вес скеле- та об- разца δ , г/см ³	Влаж- ность объемная δ_w , %	Порис- тость n , %
<u>Скв. 335</u>							
Песчаник	94,2	11,1	2,66	1,61	1,45	16,69	45,4
Мел	101,2	18,0	2,60	1,28	1,10	19,80	57,6
	119,5	15,8	2,73	1,42	1,22	19,28	55,3
Мелоподоб- ный мергель	129,1	21,9	2,73	1,53	1,25	27,38	54,2
Мел	136,7	20,8	2,64	1,57	1,30	27,04	50,7
Известняк глинистый	146,9	19,93	2,67	1,59	1,32	26,207	50,0
Глина але- вритистая	190,7	11,87	2,66	1,88	1,69	20,06	37,0
	198,1	15,17	2,62	1,96	1,70	25,79	35,1
Глина	208,8	22,5	2,65	1,99	1,63	36,68	38,4
Песчаник	211,8	10,5	2,63	1,96	1,77	18,585	32,7
Глина але- вритистая	241,4	14,6	2,62	2,02	1,82	26,57	30,5
Алевролит	249,1	12,45	2,61	2,08	1,84	22,91	25,6
Глина опес- чаненная	263,3	11,2	2,66	2,08	1,87	20,94	29,8
Глина	299,2	14,6	2,66	2,18	1,90	27,78	28,4
	308,7	16,82	2,66	2,00	1,71	28,76	35,9
Песчаник	314,2	11,08	2,56	1,79	1,61	17,838	37,08
Глина	326,0	15,6	2,69	2,17	1,81	29,17	32,8
	336,9	17,01	2,69	2,11	1,80	30,62	33,2
Глина опес- чаненная	344,1	13,0	2,63	2,06	1,82	23,66	30,8
Глина але- вритистая	357,7	14,41	2,65	2,18	1,90	27,45	28,1
Песчаник	374,9	10,45	2,69	2,05	1,85	19,337	31,3
Глина карбо- натная	414,2	22,7	2,66	2,04	1,83	41,54	31,2
Алевролит опесчаненный	427,3	11,36	2,68	2,19	1,96	22,26	27,0
Глина	1157,0	11,68	2,78	2,25	2,00	23,36	28,2
<u>Скв. 339</u>							
Глина	30,0	29,5	2,65	1,95	1,48	43,85	44,39
	36,3	14,45	2,67	2,04	1,78	25,72	33,33
	37,5	10,35	2,67	2,05	1,85	19,147	30,7
Алевролит	71,6	27,4	2,68	1,82	1,43	39,182	46,6
Мел	104,2	27,45	2,66	1,62	1,28	35,14	50,2
Песчаник	140,5	15,05	2,63	2,04	1,77	26,64	32,7
	154,7	7,1	2,65	2,21	2,06	14,63	28,64
	159,5	12,6	2,65	1,8	1,59	20,034	40,0
Глина	165,0	24,9	2,63	1,96	1,58	39,24	39,30
	200,0	20,01	2,64	1,97	1,64	32,82	37,88
Глина аргил- литоподобная	309,0	10,61	2,72	2,206	1,99	20,21	26,8
	384,0	19,6	2,68	1,95	1,63	31,948	39,1
Мергель	419,0	10,98	2,64	1,93	1,75	19,115	33,71
	420,0	13,94	2,66	1,97	1,73	23,77	34,9
Глина аргил- литоподобная	434,2	11,94	2,65	1,9	1,7	20,296	35,8
	451,0	18,7	2,62	2,02	1,701	31,808	35,11
Доломит глинистый	453,5	6,8	2,75	2,15	2,013	13,668	26,8
Глина	467,5	15,54	2,67	2,10	1,81	28,127	32,2

Продолжение табл. 3

Порода	Глубина отбора, м	Влажность весовая w, %	Удельный вес скелета образца γ , г/см ³	Объемный вес влажного образца Δ , г/см ³	Объемный вес скелета образца δ , г/см ³	Влажность объемная δw , %	Пористость i
Глина	491,6	10,335	2,70	2,29	2,07	21,383	23,1
Мергель	516,0	10,4	2,72	2,20	1,96	20,384	27,5
	540,0	9,3	2,74	2,24	2,04	18,972	25,3
Глина аргил-литоподобная	551,0	10,7	2,74	2,19	1,99	21,293	27,1
	567,0	8,87	2,73	2,32	2,13	18,893	21,9
Глина	578,0	6,75	2,85	2,12	1,98	13,265	30,8

Скв. 397-г

Глина алевроитистая	158,0	19,91	2,61	1,96	1,56	31,06	40,2
Глина песчанистая	276,9	15,54	2,73	2,01	1,74	27,04	36,2
Глина карбонатная	280,0	27,02	2,71	1,93	1,52	41,07	43,9
Глина алевроитистая	311,0	13,75	2,8	1,91	1,68	23,1	40,6
Глина	329,0	22,52	2,56	1,82	1,49	33,55	41,7
Глина карбонатная	345,3	18,31	2,57	1,95	1,65	30,21	35,7
Глина	384,5	20,07	2,61	1,82	1,52	30,5	41,7
Глина карбонатная	468,0	8,29	2,65	2,02	1,86	15,41	29,8
Глина	505,0	15,01	2,7	2,1	1,83	27,47	32,2
Доломит	542,5	11,23	2,75	2,28	2,042	22,90	26,0
Алевролит	565,0	9,72	2,75	2,22	2,023	19,63	26,4
Глина алевроитистая	577,0	9,73	2,73	2,22	2,032	18,75	25,56
Глина карбонатная	606,5	11,46	2,71	2,28	2,0007	22,92	26,19

Таблица 4
Теплофизические свойства пород Петриковского месторождения солей

Порода	Глубина, м	Температуропроводимость, см ² /с	Объемная теплоемкость, кал/г ³ ·град	Теплопроводность, кал/см·с·град
Алевролит песчанистый	12,3	0,008316	0,58101	0,0048316
Известняк	150,1	0,0095784	0,56998	0,0054594
Известняк песчанистый	211,7	0,0091653	0,5399	0,0049537
Песчаник глинистый	211,8	0,0057499	0,707744	0,0040677
Песчаник	235,2	0,0092372	0,64261	0,0059359
Глина	308,6	0,0055192	0,87171	0,0048111
Песчаник	314,2	0,006399	0,62965	0,0040291
	352,9	0,0046411	0,65918	0,0030593
	366,9	0,0057718	0,50734	0,0029287
	374,9	0,0050968	0,63825	0,003253
Глина карбонатная	392,1	0,0076334	0,66569	0,0050814

Скв. 339

Мергель	540,0	0,0049274	0,97785	0,0048084
Глина аргиллитоподобная	551,0	0,00503	0,77220	0,0038846
Мергель	567,0	0,0058584	0,80909	0,0047395
Алевролит	572,7	0,00918	1,38851	0,012746
Глина	578,0	0,0055119	0,74965	0,0041319

Таблица 5

Гранулометрический состав пород (схв. 335), %

Порода	Глубина, м	Фракции, мм								
		2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
Алеврит	94,0	-	0,10	0,20	30,30	36,6	11,70	4,30	6,20	10,30
Известняк	149,9	-	0,13	0,16	3,08	2,81	1,42	92,40	-	-
Глина алевритистая	190,6	-	-	0,50	1,60	25,00	23,20	10,00	14,50	25,20
Известняк	211,6	-	0,03	0,07	2,80	6,80	13,60	8,40	8,20	60,10
Алеврит	235,0	-	0,10	0,14	1,62	10,04	32,58	55,52	-	-
Глина алевритистая	241,2	-	0,20	1,10	15,80	15,40	15,40	4,80	16,00	31,30
Алеврит	249,0	-	0,10	0,30	0,70	3,00	25,40	70,50	-	-
Глина опесчанная	263,1	-	0,10	1,40	31,00	12,90	11,40	4,10	8,50	30,60
Глина	299,1	-	-	0,50	2,70	6,70	9,30	3,40	9,60	67,80
Алеврит	314,1	-	0,10	1,52	15,68	23,72	30,32	28,60	-	-
Глина	325,9	-	-	0,2	2,7	7,2	14,7	5,6	10,0	59,6
	336,8	-	0,12	0,26	1,62	18,9	16,7	4,0	13,6	44,8
Песчаник	352,8	3,0	6,2	37,0	29,0	2,1	1,8	14,2	6,7	-
Алеврит	356,8	-	0,8	12,5	65,0	6,2	2,2	13,3	-	-
Песчаник	366,8	0,2	4,8	51,0	28,8	3,8	2,0	1,7	1,8	4,8
Глина карбонатная	392,0	-	-	-	0,44	1,1	1,8	-	96,66	-
Алеврит опесчаненный	427,2	-	0,6	8,2	36,6	14,8	10,2	2,0	2,4	25,2
Глина	1117,2	-	-	0,3	0,3	0,76	6,90	13,36	11,36	67,02
	1137,8	0,3	0,6	1,5	3,3	15,0	3,8	5,6	9,6	60,3
	1157,3	-	-	-	0,22	9,2	14,58	5,2	9,88	60,9

Таблица 6

Гранулометрический состав пород, %

Порода	Глубина, м	Фракция, мм				
		> 0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01

Схв. 397-г

Глина алевритистая	158,0	0,05	0,36	1,41	8,28	89,90
Глина песчанистая	276,0	4,78	6,0	10,15	15,3	63,77
Глина алевритистая	280,0	0,38	2,93	6,16	5,80	84,73
	311,0	-	0,26	4,13	7,9	87,71
Глина	329,0	0,01	0,04	0,9	2,64	96,41
	384,5	0,02	0,13	2,38	4,5	92,97
Глина карбонатная	468,0	1,3	1,3	3,78	8,29	85,33
Глина	505,0	0,8	0,39	1,7	3,69	93,42
	514,0	0,1	0,3	1,92	4,61	93,07
Глина карбонатная	527,0	0,09	0,2	2,35	5,61	91,75
Глина	587,0	0,29	0,43	1,25	3,3	94,73
Глина карбонатная	606,5	3,12	4,80	6,8	5,77	75,5

Схв. 339

Глина аргиллитоподобная	384,0	0,06	0,28	1,1	3,73	94,8
Глина	307,0	0,5	1,4	7,0	25,3	65,8
	434,2	1,17	0,38	2,83	4,5	91,1
	451,0	0,41	0,7	1,674	5,2	92,1
	467,5	0,8	0,96	4,1	11,8	82,3
	491,6	1,53	2,0	2,2	3,4	90,8
Глина аргиллитоподобная	551,0	1,31	0,89	1,36	6,4	90,1

Результаты гранулометрического анализа исследуемых пород приведены в табл.5-6. Отмечается, что по степени дисперсности эти породы относятся к глинистым, песчанистым и смешанным группам. Фракция $<0,01$ мм составляет $\sim 60\%$ породы, в породах (скв.339 и 397) до 90% и выше. Наблюдается увеличение дисперсности пород с глубиной. Верхнедевонские глинисто-мергелистые отложения относятся к высокодисперсным с высокой плотностью, средней степенью литификации породам. Пермо-триасовые глины характеризуются значительной опесчаненностью, что отражается на повышенном до 40% содержании фракции 0,1-0,01 мм.

Приведем минералого-петрографические характеристики пород исследуемой территории.

Антропогенные отложения представлены в основном флювиогляциальными песками и слабосцементированными песчаниками, алевролитами. Алевролит с глубины 12,3 м (скв. 335) серого цвета, с примесью песчаных зерен, структура псаммо-алевролитовая, текстура беспорядочная. Зерна кварца, полевого шпата слабо отсортированы и средне окатаны. Редки зерна тяжелых минералов. Встречены ожелезненные зерна и остатки фауны.

Неогенные отложения представлены мелкозернистыми алевролитами серовато-желтого цвета полевошпатово-кварцевого состава. Структура алевролитовая, текстура однородная. Зерна слабо отсортированы, средне окатаны. Встречены обуглившиеся растительные остатки. В тяжелой фракции присутствуют ильменит, циркон и минералы метаморфических пород.

Из меловых отложений изучены мелоподобный мергель и мел. Мел белый, плотный, криптокристаллический. В скрещенных николях проявляются оолитовые образования, связанные, вероятно, с раскристаллизацией коллоидов. На глубине 119 м в меле наблюдаются следы выщелачивания и перекристаллизации карбонатного материала с сохранением форм остатков фауны. Встречены алевролитовые зерна кварца и полевого шпата, неравномерно распределенные в шлифах.

Мелоподобный мергель обычно серовато-белый плотный тонкозернистой структуры, пятнистой текстуры. Текстурные особенности пород обусловлены различной степенью раскристаллизации карбонатного материала. Порода пористая, причем поры занимают 3-7% шлифа, имеют разные очертания от овальных, округлых небольшого диаметра 0,03 мм до крупных диаметром 0,09 мм и больше с неровными рваными краями. Вдоль крупных пор отмечается растворение карбонатного материала. Глинистое вещество маскируется карбонатным. В иммерсионном препарате изучен минералогический состав алевролитовой фракции мергеля с глубины 136,6 м (скв.335). Наиболее представительная фракция 0,1-0,05 мм. Преобладающими минералами легкой фракции являются кварц (81%), полевые шпаты (11%), прочие зерна составляют 8,0%. В тяжелой фракции присутствуют: пирит 32%, циркон 11, роговая обманка 8,0, ильменит 9,0, лейкоксен 11%, эпидот, турмалин и минералы метаморфических пород по 3% каждый, биотит 4,5% и др.

Юрские породы изучены на образцах известняка, алевролитистых

глин, алевролитах мелкозернистых песчаниках на глубинах 146–260 м. Глина зеленовато-серого цвета, алевропелитовой структуры, неоднородной текстуры. Глинистое вещество тонкочешуйчатое. Алевролитовые зерна состоят из кварца, полевого шпата, редки обломки тяжелых минералов, пирита. Порода трещиноватая. Вдоль трещин встречены буроватые образования органического вещества и остатки обуглившейся древесины. В глине с глубины 158 м (скв. 397) все микротрещины и неровности поверхности выполнены органическим веществом, которое на отдельных участках придает породе полосчатые текстурные особенности.

Алевролиты светло-серого цвета алевро-пелитовой структуры, неоднородной текстуры. Алевролитовые зерна представлены кварцем, слабо отсортированным, средней степени окатанности. Встречены чешуйки слюды, бурые окислы железа, редки зерна тяжелых минералов.

Песчаники светло-серые, кварц-полевошпатового состава, мелкозернистой структуры, беспорядочной текстуры. Цемент глинистый, участками карбонатный. Тип цемента — соприкосновение. Кроме кварца и полевого шпата встречаются халцедон, слюда, редкие зерна тяжелых минералов. Зерна средне окатаны, слабо отсортированы.

Известняк глинистый мелко-тонкозернистой структуры, неоднородной текстуры, полиминерального состава, в основном представлен кальцитом. Глинистое вещество образует стяжения, сферолиты, связанные, по-видимому, с раскристаллизацией коллоидов. Алевролитовые зерна состоят из кварца, полевого шпата, глауконита, встречены остатки фауны.

Более детально минералогический состав изучен в иммерсионных препаратах алевролитовых фракций глин с глубины 190 (скв. 335) и 158 м (скв. 397). В легкой фракции глины первой скважины преобладающими минералами являются кварц и полевые шпаты. В тяжелых фракциях 0,1–0,05 и 0,05–0,01 мм ильменита содержится 13,0%, бурых окислов 27, роговых обманок 22, минералов метаморфических пород 3, рутила 2, циркона 1,4, турмалина 1,5 и пироксенов 1,8%.

В легкой фракции глины скв. 397 преобладающими зернами являются углистые частички (до 62%), слюда (22%) и кварц (16,3%). Тяжелая фракция на 99% состоит из бурых окислов железа и окисленного пирита.

Триасовые породы изучены на примере глин из керна скв. 335. Глина светло-серая с примесью алевроитовых и псаммитовых зерен. Структура алевропелитовая, текстура неоднородная. Глинистое вещество микроагрегатное, тонкочешуйчатое. Алевролитовые зерна состоят из кварца, полевого шпата, слабо отсортированные, часто трещиноватые. Межзерновое пространство алевролитовых зерен интенсивно пропитано органо-железистым буроватым веществом. К глинистым прослоям приурочены разрозненные ромбоэдри доломита с хорошо выраженными зонами кристаллизации.

В табл. 7 приведены результаты минералогического изучения алевролитовых фракций пермо-триасовых глин с глубины 241,4–336,8 м (скв. 335). В составе легкой фракции преобладает кварц и полевой шпат, в тяжелой фракции — ильменит, бурые окислы, циркон.

Таблица 7

Минералогический состав алевролитовых фракций
триасовых глин (скв. 335), %

Минерал	Фракции, мм	Глубина, м			
		241,4	263,1	326,0	336,8
Легкая фракция					
Кварц	0,25-0,1	90,0	98,22	79,7	65,6
	0,1-0,05	89,0	97,72	67,5	62,3
	0,05-0,01	80,0	90,0	85,0	44,96
Полевые шпаты	0,25-0,1	10,0	-	20,30	27,75
	0,1-0,05	10,0	0,35	31,97	36,0
	0,05-0,01	16,9	10,0	15,0	55,04
Мусковит	0,25-0,1	-	-	-	-
	0,1-0,05	-	-	-	0,3
	0,05-0,01	0,1	-	-	-
Разрушенные зерна	0,25-0,1	-	1,78	-	6,65
	0,1-0,05	0,9	1,93	0,25	1,4
	0,05-0,01	-	-	-	-
Тяжелая фракция					
Циркон	0,25-0,1	0,2	1,38	1,2	13,15
	0,1-0,05	15,0	18,56	6,2	6,40
	0,05-0,01	7,3	36,3	-	13,69
Турмалины	0,25-0,1	-	0,69	1,60	0,22
	0,1-0,05	0,2	-	0,2	0,40
	0,05-0,01	-	-	-	-
Рутыл	0,25-0,1	-	-	-	1,87
	0,1-0,05	-	0,71	1,6	0,80
	0,05-0,01	0,5	2,6	-	1,09
Эпидот	0,25-0,1	-	1,72	2,0	1,33
	0,1-0,05	0,3	3,78	11,4	0,78
	0,05-0,01	20,6	7,7	1,37	7,22
Гранат	0,25-0,1	-	-	-	-
	0,1-0,05	-	-	-	1,23
	0,05-0,01	-	-	-	0,59
Роговая обманка	0,25-0,1	17,36	50,01	71,2	28,27
	0,1-0,05	5,1	21,82	7,8	5,8
	0,05-0,01	-	2,9	37,43	6,48
Метаморфические породы	0,25-0,1	-	-	0,4	-
	0,1-0,05	0,2	-	0,1	-
	0,05-0,01	-	0,6	-	-
Пироксены	0,25-0,1	-	2,06	4,80	1,54
	0,1-0,05	-	1,03	-	-
	0,05-0,01	-	-	-	-
Слюды	0,25-0,1	-	-	-	0,22
	0,1-0,05	-	0,69	-	-
	0,05-0,01	-	0,1	0,54	-
Фосфаты	0,25-0,1	-	0,69	-	-
	0,1-0,05	-	-	-	-
	0,05-0,01	-	2,1	-	-
Ильменит, магнетит	0,25-0,1	-	12,07	7,60	41,30
	0,1-0,05	2,1	10,46	53,5	21,6
	0,05-0,01	2,5	8,3	2,46	40,0
Лейкоксен	0,25-0,1	-	2,06	0,80	4,0
	0,1-0,05	-	1,2	-	3,18
	0,05-0,01	-	-	-	3,83

Минерал	Фракции, мм	Глубина, м			
		241,4	263,1	326,0	336,8
Бурые окислы Fe	0,25-0,1	-	24,14	8,8	3,3
	0,1-0,05	-	35,05	4,1	53,07
	0,05-0,01	-	39,4	-	22,23
Пирит	0,25-0,1	-	2,08	-	-
	0,1-0,05	-	-	-	-
	0,05-0,01	0,9	-	-	-
Разрушенные зерна	0,25-0,1	82,44	3,1	1,6	4,8
	0,1-0,05	77,1	6,7	15,1	6,74
	0,05-0,01	68,2	-	58,20	4,87

Пермские отложения представлены глинами, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами. Глины серого, розового цвета алевропелитовой структуры, однородной текстуры. Алевролитовые зерна состоят из кварца, полевого шпата, единичных зерен тяжелых минералов. Песчаник серого цвета, мелкозернистый, псаммо-алевритовой структуры, неоднородной текстуры. Состоит в основном из кварца, реже полевого шпата, зерна средние отсортированы и слабо окатаны. Цемент карбонатный, поровый.

Породы карбона представлены глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Песчаник серого цвета мелкозернистый, преобладающий размер зерен 0,1-0,8 мм, псаммо-алевритовой структуры, беспорядочной текстуры. Цемент карбонатный, тип цемента — поровый и соприкосновения. Псаммитовые зерна представлены кварцем, полевым шпатом, реже халцедоном и плагиоклазом. Зерна часто трещиноватые, корродированные карбонатным веществом. Карбонатный материал образует агрегатные скопления, встречены гнезда и округлые включения зерен кальцита. К карбонатному цементу приурочены сплюснутые зеленоватые частички слюды. Участками порода пиритизирована в виде гнезд, пятен, вкрапленностей.

Глина серого цвета, плотная, карбонатная, структура пелитоморфная, текстура однородная. Глинистое вещество тонкочешуйчатое, на отдельных участках наблюдается его перекристаллизация. По всему шлифу встречены точечные агрегатные включения пирита. Редки зерна алевролитовой размерности, представленные кварцем, полевым шпатом.

Алевролит серого цвета, псаммо-алевритовой структуры, неоднородной текстуры. Зерна состоят из кварца, реже полевого шпата, плохо окатаны, слабо отсортированы. Цемент поровый, глинистый, иногда замещается карбонатным. Среди легких минералов преобладают кварц, полевой шпат, реже кальцит, слюда. Тяжелая фракция 0,1-0,05 мм состоит из 62,4% фосфата, 4,4 доломита, 18,4 ильменита, 3,8 циркона, 4,6 лейкоксена, 5,9 эпидота, 0,5% бурых окислов, фракция 0,25-0,1 мм представлена на 99,8% фосфатом.

Минералогический состав алевролитовых фракций глин с глубины 386 м (скв. 335) и 311-329 м (скв. 397) приведен в табл. 8.

Минералого-петрографически детально изучены породы верхнеде-

Таблица 8

**Минералогический состав алевролитовых фракций
карбонатов глин, %**

Минерал	Фракции, мм	Скв. 335	Скв. 397-г	
		глубина, м		
		386	311	329
Легкая фракция				
Кварц	0,25-0,1	70,46	22,0	38,0
	0,1-0,05	71,07	22,3	0,3
	0,05-0,01	9,9	16,5	0,3
Полевые шпаты	0,25-0,1	9,61	6,5	8,1
	0,1-0,05	20,53	41,0	0,1
	0,05-0,01	0,1	53,7	0,1
Карбонаты	0,25-0,1	0,35	-	-
	0,1-0,05	4,83	2,4	-
	0,05-0,01	90,0	8,3	-
Глинистые агрегаты	0,25-0,1	13,17	-	40,5
	0,1-0,05	3,03	-	99,6
	0,05-0,01	-	8,6	99,6
Углистые частицы	0,25-0,1	-	6,5	4,0
	0,1-0,05	-	-	-
	0,05-0,01	-	-	-
Слюда	0,25-0,1	-	65,0	1,3
	0,1-0,05	-	34,3	-
	0,05-0,01	-	12,9	-
Фосфат	0,25-0,1	6,41	-	5,4
	0,1-0,05	0,54	-	-
	0,05-0,01	-	-	-
Разрушенные зерна	0,25-0,1	-	-	2,7
	0,1-0,05	-	-	-
	0,05-0,01	-	-	-
Тяжелая фракция				
Циркон	0,25-0,1	-	-	-
	0,1- 0,05	0,20	-	0,8
	0,05-0,01	7,4	3,7	1,4
Турмалин	0,25-0,1	-	-	-
	0,1-0,05	-	0,5	0,3
	0,05-0,01	0,36	-	-
Доломит	0,25-0,1	-	-	-
	0,1-0,05	-	5,7	1,5
	0,05-0,01	-	51,2	10,2
Ангидрит	0,25-0,1	-	-	-
	0,1-0,05	-	-	0,4
	0,05-0,01	-	-	0,4
Слюда	0,25-0,1	-	99,8	-
	0,1-0,05	-	54,0	0,8
	0,05-0,01	0,16	-	-
Фосфаты	0,25-0,1	77,28	-	-
	0,1-0,05	75,0	-	-
	0,05-0,01	17,3	-	0,9
Ильменит, магнетит	0,25-0,1	1,12	0,2	1,0
	0,1-0,05	0,80	4,8	3,5
	0,05-0,01	6,85	15,3	-

Минерал	Фракции, мм	Скв. 335			Скв. 397-г	
		глубина, м				
		386	311	329		
Лейкоксен	0,25-0,1	1,49	-	-		
	0,1-0,05	0,80	2,6	1,2		
	0,05-0,01	3,38	2,5	-		
Рутил	0,25-0,1	-	-	-		
	0,1-0,05	0,80	-	-		
	0,05-0,01	1,35	0,5	-		
Эпидот	0,25-0,1	1,5	-	-		
	0,1-0,05	-	0,9	0,4		
	0,05-0,01	3,89	0,9	-		
Гранат	0,25-0,1	0,38	-	-		
	0,1-0,05	0,40	1,1	1,8		
	0,05-0,01	0,93	1,6	-		
Роговая обманка	0,25-0,1	11,47	-	-		
	0,1-0,05	10,81	-	0,6		
	0,05-0,01	8,20	-	-		
Минералы метаморфических пород (андалузит, ставролит, силлиманит)	0,25-0,1	0,76	-	-		
	0,1-0,05	-	-	0,8		
	0,05-0,01	0,08	-	-		
	0,25-0,1	0,38	-	-		
	0,1-0,05	0,39	-	0,4		
Бурые окислы Fe	0,05-0,01	-	0,2	-		
	0,25-0,1	5,62	-	-		
	0,1-0,05	5,40	0,9	-		
Пирит	0,05-0,01	5,83	0,7	-		
	0,25-0,1	-	-	99,0		
	0,1-0,05	5,40	29,0	61,2		
Разрушенные зерна	0,05-0,01	34,47	23,4	57,8		
	0,25-0,1	-	-	-		
	0,1-0,05	-	0,5	26,3		
	0,05-0,01	9,80	-	29,3		

вонских отложений. Для этих пород характерна неоднородность состава, переслаивание глин с доломитами, известняками, гипсами, ангидритами.

Ниже приведено петрографическое описание шлифов наиболее характерных литологических разностей девонских пород.

Глина аргиллитоподобная, серая, плотная, пелитоморфной структуры, однородной текстуры. На отдельных участках наблюдается раскристаллизация глинистого вещества, что придает породе комковатую текстуру. Алевролитовый материал в виде зерен кварца и полевого шпата неравномерно распределен в шлифе, на отдельных участках он образует алевропелитовую структуру. Встречены агрегатные образования пирита в виде пятен и микропрослоек.

Глина карбонатная серого цвета алевропелитовой структуры, однородной текстуры. Глинистое вещество тонкочешуйчатое, микроагрегатное. Карбонатный материал неоднородный по составу, отскрытокристаллических форм до мелкозернистых ромбоэдров и неправильных зерен. Алевролитовые зерна кварца, полевого шпата неравномерно распределены по шлифу и приурочены к наиболее крупнозернистым образованиям карбонатов.

Мергель темно-серый, пелитоморфной структуры, однородной текстуры. Раскристаллизация карбонатного материала на отдельных участках придает пятнистость текстурным особенностям. Глинистое вещество маскируется карбонатным. К участкам крупнозернистого карбонатного материала приурочена примесь алевролитовых зерен кварца, полевого шпата. На отдельных участках шлифа встречены агрегатные округлые образования пирита в виде гнезд, скоплений, прослоев.

Доломит темно-серого цвета, плотный, крепкий с прослойками органического вещества. Структура пелитоморфная до мелкозернистой, текстура однородная. Порода трещиноватая, в одних случаях трещины свободные, в других заполнены новообразованиями гипса, ангидрита, целестина. По всей породе встречены точечные включения пирита, которые образуют часто гнезда, пятна и агрегатные скопления.

Все породы имеют аналогичный состав легких фракций, преобладающие минералы в них — кварц и полевой шпат, карбонаты и слюда. Наиболее представительной в отношении тяжелых минералов является фракция 0,1–0,05 мм. В табл. 9 приведен минералогический состав тяжелых минералов алевролитовых фракций девонских глин. В межсолевых глинах алевролитовая фракция отличается ассоциацией минералов от аналогичной фракции надсолевых глин (табл. 10).

Для изучения тонкодисперсной части пород была выделена фракция <0,001 мм из алевролитов, глин, мергелей, известняков, карбонатных и некарбонатных глин. По данным рентгенографического и термографического анализов, наиболее распространенным глинистым минералом является гидрослюда, которая присутствует почти во всех фракциях в ассоциации с другими минералами. Гидрослюда представлена в виде смеси двух компонентов 2М + 1М и смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда — монтмориллонит. В иммерсионном препарате гидрослюдистые агрегаты зеленоватого цвета, ориентированы по напластованию, двупреломляют на срезах 0,014–0,020 с показателем преломления $N_g = 1,570\text{--}1,581$ и $N_p = 1,557\text{--}1,567$. На рентгенограммах гидрослюда имеет серию кратных отражений (10; 5; 3,3 кх), не изменяющихся после насыщения глицерином и нагревании до $t\ 600^\circ\text{C}$ (рис. 11–13). Термограммы гидрослюдистых фракций имеют низкотемпературный эндотермический эффект при $t\ 120\text{--}160^\circ$ небольшой интенсивности. Второй эндотермический эффект сильнее первого и третий эндотермический эффект проявляется не у всех образцов (рис. 14).

Каолинит — широко распространенный глинистый минерал тонкодисперсной фракции. На рентгенограммах хорошо фиксируется по базальным рефлексам 1-го и 2-го порядков (7,1 кх, 3,58 и 2,36 кх), исчезающим после прокаливании образца. В тонкодисперсных фракциях пород с глубин 37,5 м (скв.339), 158 м (скв. 397) и 249 м (скв.335) он является преобладающим глинистым минералом. Отмечено повышенное содержание каолинита в цементе алевролитовых и песчанистых пород по сравнению с его количеством в глинистых прослоях.

Таблица 9
Минералогический состав тяжелой фракции 0,1-0,05 мм
девонских глин Петриковского месторождения, %

Минерал	Скв. 339					Скв. 397				
	глубина, м									
	307,0	434,0	451,0	467,0	491,0	551,0	384,5	468,0	527,0	606,5
Пирит	-	-	11,6	55,4	77,6	2,4	67,0	77,7	86,0	2,5
Фосфат	0,9	-	-	-	0,6	-	-	-	9,3	-
Циркон	2,4	1,3	0,3	0,3	0,6	-	3,2	1,5	-	-
Рутил	-	0,4	-	-	-	-	0,4	0,3	-	-
Ставролит	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Апатит	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Гурмалин	0,9	1,3	-	-	-	0,3	0,8	-	-	-
Роговая обманка	0,4	0,8	0,3	-	0,4	0,8	2,8	0,7	-	-
Биотит	1,9	7,2	38,9	32,8	0,2	0,8	-	-	-	-
Эпидот	-	2,2	0,7	-	-	1,9	2,0	0,3	-	-
Гранат	3,3	0,4	-	3,3	0,2	-	1,4	0,9	-	-
Пироксены	-	0,4	-	0,3	-	-	-	-	-	-
Ильменит	9,1	2,5	0,7	1,5	0,9	-	19,0	1,5	Ед.зерна	
Лейкоксен	1,9	0,8	0,7	0,3	0,2	-	2,6	1,5		
Бурые окислы Fe	1,9	31,9	0,7	0,9	-	0,3	0,8	0,7	-	-
Глинисто-карбонатные агрегаты с вкрапленностью пирита	76,0	50,8	46,1	-	-	59,5	-	-	-	-
Доломит пиритизированный	-	-	-	8,2	19,3	24,0	-	-	-	-
Доломит	-	-	-	-	-	-	-	14,9	4,6	0,5
Ангидрит	-	-	-	-	-	10,0	-	-	-	97,0

Таблица 10
Минералогический состав алевролитовых фракций
девонских глин Петриковского месторождения
(скв. 335), %

Минерал	Фракции, мм	Глубина, м	
		1117,2	1157,3
Легкая фракция			
Кварц	0,25-0,1	79,0	-
	0,1-0,05	21,5	23,0
	0,05-0,01	-	-
Полевые шпаты	0,25-0,1	13,0	-
	0,1-0,05	2,33	8,7
	0,05-0,01	-	-
Слюда	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	-	8,6
	0,05-0,01	-	-
Глинистые агрегаты	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	74,0	51,0
	0,05-0,01	-	-
Углистые частицы	0,25-0,1	5,89	-
	0,1-0,05	1,27	8,7
	0,05-0,01	-	-

Минерал	Фракции, мм	Глубина, м	
		1117,2	1157,3
Разрушенные минералы	0,25-0,1	2,11	-
	0,1-0,05	0,9	-
	0,05-0,01	-	-
Тяжелая фракция			
Циркон	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	0,1	-
	0,05-0,01	5,45	2,06
Турмалин	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	0,05	-
	0,05-0,01	1,81	-
Рутил	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	-	0,6
	0,05-0,01	3,63	0,95
Эпидот	0,25-0,1	2,0	-
	0,1-0,05	1,5	-
	0,05-0,01	-	4,29
Гранат	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	0,05	0,4
	0,05-0,01	1,81	-
Роговая обманка	0,25-0,1	88,0	-
	0,1-0,05	83,0	34,0
	0,05-0,01	41,82	1,43
Цироксены	0,25-0,1	2,7	-
	0,1-0,05	5,0	3,1
	0,05-0,01	5,40	0,48
Слюды	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	0,6	0,6
	0,05-0,01	-	-
Ильменит, магнетит	0,25-0,1	4,5	-
	0,1-0,05	5,50	15,4
	0,05-0,01	25,45	10,81
Лейкоксен	0,25-0,1	1,4	-
	0,1-0,05	1,7	1,25
	0,05-0,01	3,63	1,55
Бурые окислы Fe	0,25-0,1	0,7	-
	0,1-0,05	2,0	2,0
	0,05-0,01	10,9	2,28
	0,25-0,1	-	-
	0,1-0,05	0,3	39,31
	0,05-0,01	-	73,13
Разрушенные зерна	0,25-0,1	0,7	-
	0,1-0,05	0,2	3,34
	0,05-0,01	0,1	3,02

Монтмориллонит присутствует в виде самостоятельного минерала, но чаще в виде смешанно-слоистых образований. На рентгенограммах он фиксируется наиболее четко после насыщения образца глицерином. На термограммах монтмориллонит определяется по количеству потери низкотемпературной воды, интенсивным первым эндотермическим эффектом по сравнению со вторым. В исследуемых породах наибольшее содержание монтмориллонита приурочено к карбонатным

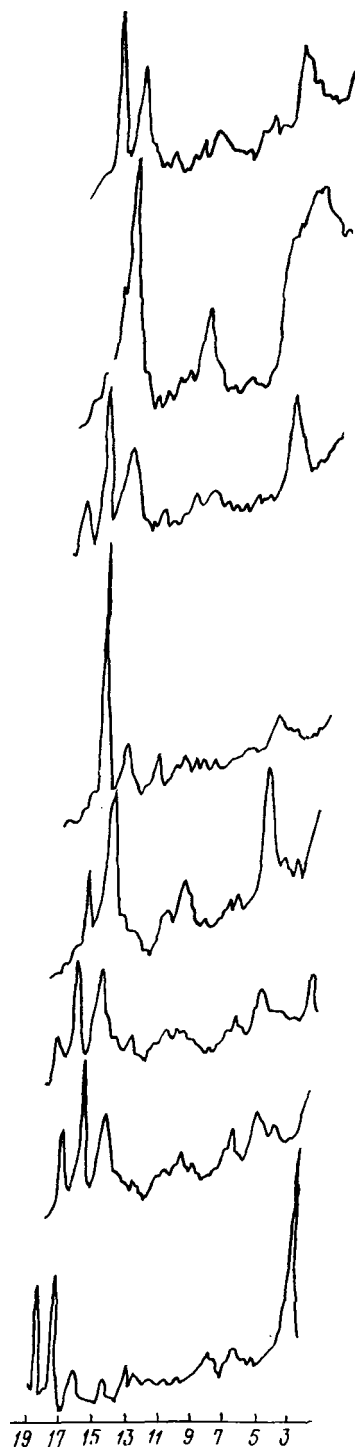


Рис. 11. Рентгенограммы фракции $<0,001$ мм пород с глубины 37,5—491,1 м (скв. 339)

глинам и мергелям. В тонкодисперсных фракциях пород с глубины 158 м (скв. 397) и с глубины 467 м (скв. 339) фиксируется хлорит, который имеет на рентгенограммах отражение 13,5 кх, не изменяющийся после насыщения глицерином.

Рентгенограммы и термограммы тонкодисперсных фракций значительно осложнены от примеси тонкодисперсных карбонатов, кварца, полевого шпата, гипса, пирита, окислов железа и органики. Органическое вещество придает значительную интенсивность экзотермическому эффекту с максимумом около 320°C на термограммах. Часто этот экзотермический эффект проявляется в широком температурном интервале (конец реакции 620°), что дает основание считать, что он обусловлен не только окислением содержащегося пелитоморфного органического вещества, но и наличием битумов, а также пелитоморфного пирита. Наличие небольшого эндотермического эффекта с максимумом $t\ 315^{\circ}$ связано с разложением гетита.

Тонкодисперсные карбонаты проявляются на кривых нагревания в виде дополнительных эффектов на восходящем крыле второго эндотермического эффекта дегидратации глинистых минералов. Возникновение дополнительного экзотермического эффекта при $t\ 810^{\circ}\text{C}$, часто значительно увеличивающегося, связано с химическими твердофазовыми взаимодействиями карбонатов с оксидами кремния, алюминия и железа. Рост примеси карбонатов и степень их дисперсности отражаются на ранней диссоциации карбонатов, на изменении конфигурации правой части кривых нагревания. О примеси кальцита свидетельствует эндотермический эффект при $t\ 690^{\circ}$ и доломита при $t\ 819^{\circ}\text{C}$.

На рис. 11—14 приведены рентгенограммы и термограммы фракций $<0,001$ мм пород Петриковского месторождения солей. Отмечается некоторое различие в ассоциации глинистых минералов по скважинам.

До глубины 158 м в тонкодисперсных фракциях пород преобладает гидрослюда и каолинит. Характерно резко повышенное содержание смешанно-слоистых минералов

типа гидрослюда—монтмориллонит в породах скв. 335.

Тонкодисперсные фракции пород надсолевой толщи девона характеризуются пестротой минерального состава. Преобладающими глинистыми минералами являются гидрослюда, каолинит, смешанно-слоистые минералы. В зависимости от литологического состава и стратиграфического расположения пород ассоциация глинистых минералов осложняется примесью тонкодисперсных карбонатов, кварца, гипса, окислов железа, пирита.

ИОННО-СОЛЕВОЙ КОМПЛЕКС ПОРОД ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

По современным представлениям ионно-солевой комплекс пород является двухфазной системой: 1) твердая фаза: а) кристаллы солей — гипс, галит, карбонаты; б) адсорбированные ионы (поглощенный комплекс пород); 2) жидкая фаза — поровый раствор. Все компоненты этой системы взаимосвязаны и взаимооусловлены. Неразрывны они и с характером и деятельностью подземных вод на исследуемой территории. Ниже остановимся на отдельных компонентах ионно-солевого комплекса пород.

Твердая фаза охарактеризована в предыдущих разделах. Дополнительную информацию о засоленности пород легкорастворимыми солями дают водные вытяжки пород. Средняя засоленность для пачки массивных глин и мергелей 2,05%, для гипсоносной пачки 4,11%, для ангидритовой 4,6%. Эти показатели дают возможность судить об условиях седиментации, при которых были образованы эти породы (табл. 11).

Емкость поглощения колеблется от 7,67 до 67,2 мг-экв на 100 г породы. Обращает на себя внимание то, что ее величина слабо коррелирует с глубиной залегания породы, а в некоторых случаях (скв. 397) не зависит от глубины отбора пробы. Емкость поглощения в основном определяется минералогическим составом и степенью дисперсности пород, благодаря чему обеспечивается способность к ионообменному взаимодействию и создаются условия для замещения присутствующих в растворе катионов (табл. 12).

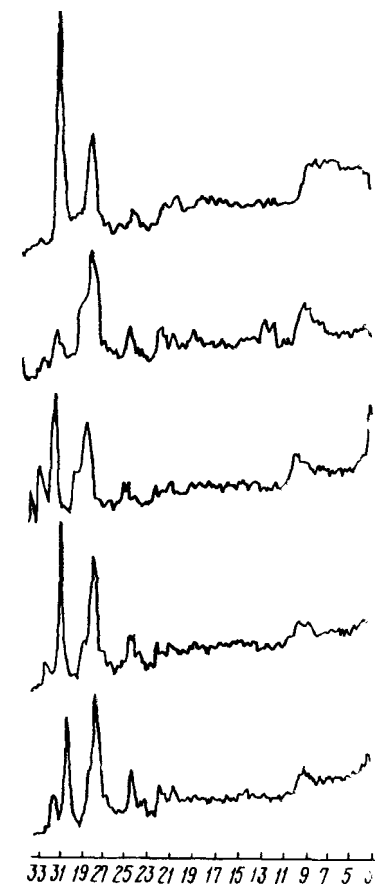


Рис. 12. Рентгенограммы фракции <0,001 мм пород с глубины 384—606,5 м (скв. 397)

Химический состав поровых растворов изучен в третичных, ме-

ловых, юрских, триасовых и девонских породах. Минерализация поровых растворов изменяется от 6,8 до 312 г/л (табл. 13).

Наблюдается прямая зависимость роста Cl -иона, в меньшей мере SO_4 -иона от минерализации порового раствора (рис. 15). Наоборот, содержание HCO_3 -иона падает с повышением концентрации раствора. Катионы ведут себя по-разному. Содержание Na с повышением минерализации плавно увеличивается, а Mg и Ca испытывает значительные колебания. При минерализации порового раствора до 20 г/л концентрация Ca и Mg увеличивается, затем с дальнейшим ростом минерализации содержание их начинает постепенно падать.

Поведение отдельных ионов с глубиной отражает гидрогеохимическую зональность поровых растворов. Преобладающими ионами являются хлор и натрий в различных соотношениях. Содержание хлора колеблется от 180 до 5274 мг-экв на литр и увеличивается с глуби-

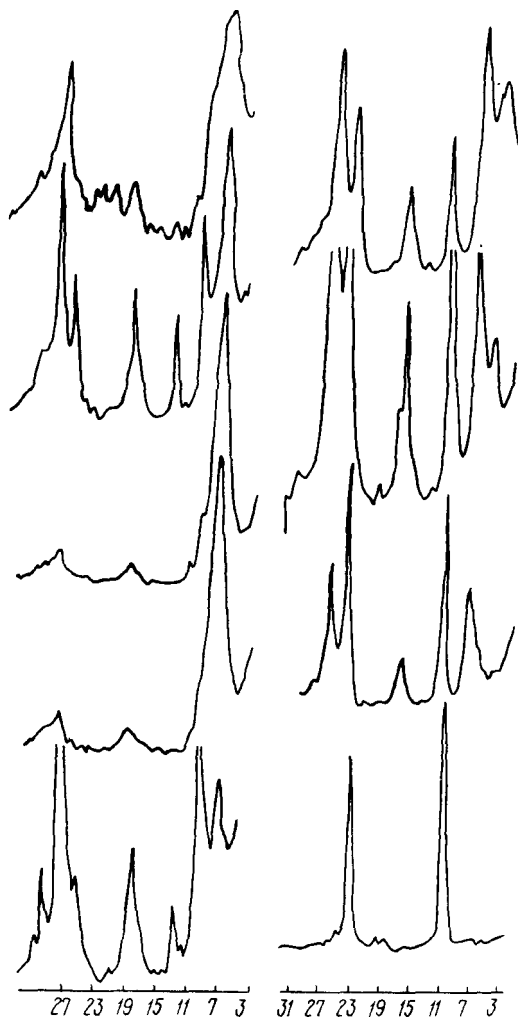


Рис. 13. Рентгенограммы фракции $<0,001$ мм пород с глубины 94—249 м (скв. 335)

ной; отмечается плавное увеличение его содержания с максимумом на глубине 240 и 350 м. Содержание HCO_3 в поровом растворе незначительное: от 0,5 до 17,25 мг-экв на литр. До глубины 320 м количество HCO_3 -иона увеличивается, затем резко уменьшается и совсем исчезает на глубине 1117—1157 м, максимальные концентрации приурочены к мезо-кайнозойским отложениям. Содержание SO_4 колеблется от следов до 416,23 мг-экв на литр; до глубины 320 м концентрация иона увеличивается, имея максимум на глубине 200 м, ниже содержание его уменьшается.

Катионы порового раствора испытывают значительные колебания в содержании. Концентрация Na колеблется от 50,84 до 858 мг-экв на литр. При этом до глубины 320 м линия распределения повторяет линию HCO_3 , а до глубины 460 м близка к распределению Cl , затем содержание Na уменьшается. Концентрация Ca -иона варьирует от следов до

62,7 мг-экв на литр, причем линия распределения Ca с глубиной приобретает плавный характер, повторяя линию HCO_3 . С глубины 380 м содержание Ca резко возрастает, и на глубине 1117 м он становится преобладающим катионом в составе поровых растворов. Магний содержится в поровых растворах в количестве от 1,9 до 283 мг-экв на литр. Отмечается, что кривая распределения Mg на глубину повторяет линию концентрации SO_4 и очень близка к линии распределения Ca . Колебания концен-

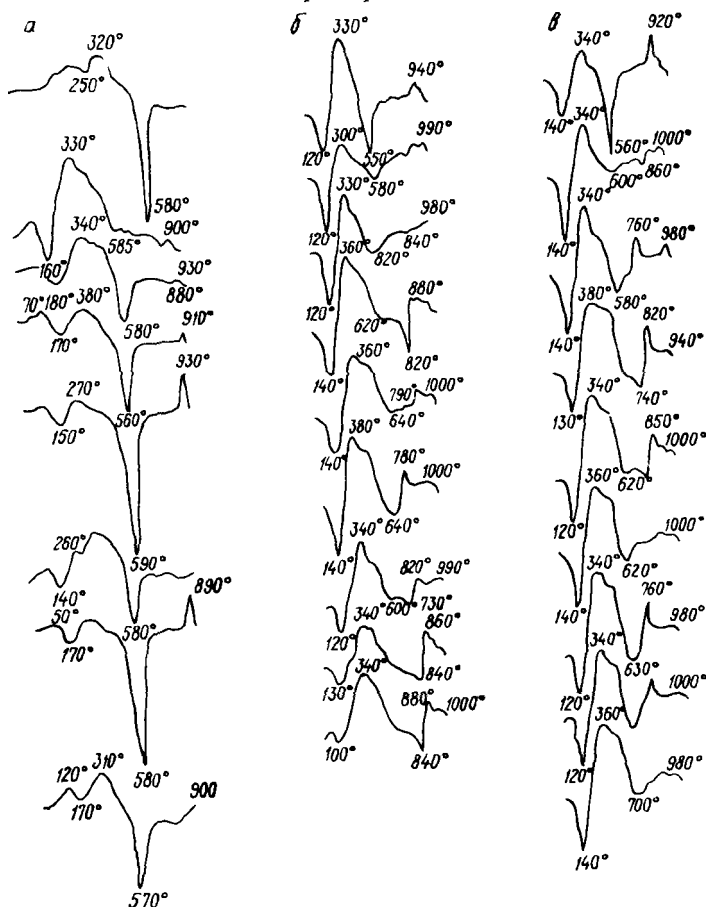


Рис. 14. Термограммы фракции <0,001 мм пород:

а — св.335; б — св.397; в — св.339

трации Ca , Mg , SO_4 часто обусловлены эпигенетическими изменениями вмещающих пород. Изучен химический состав поровых растворов из межсоловых глин с глубин 1117,2 и 1157,3 м. Минерализация растворов 283 и 289 г/л хлоридно-кальциевого состава.

На рис.16,17 отражено изменение концентрации химических компонентов по разрезу по св. 335,339 и 397.

В разрезе осадочной толщи Петриковского месторождения солей до глубины 1157 м поровые растворы испытывают значительные колебания в химическом составе. Это объясняется прежде всего спецификой формирования поровых растворов в условиях солеродного бассейна, сложными физико-химическими процессами выщелачи-

Таблица 11

Засоленность пород Петриковского месторождения
(по данным водных вытяжек)

№ скважины	Глубина залегания пачки, м	Мощность, м	Засоленность, г/100 г породы					Преобладающие компоненты солевого состава
			у кровли	у подошвы	min	max	средняя	
Пачка массивных глин								
375-Г 346-445	99	1,88	0,97	0,97	2,34	1,6	Na ₂ SO ₄ -NaCl-CaSO ₄	
374-Г 416-532	116	2,0	1,21	1,21	2,1	1,71	Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄ -NaCl NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄	
398-Г 428-534	106	1,29	2,08	1,17	2,12	1,84	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄	
371-Г 309-416	107	1,54	1,09	1,01	4,27	2,01	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄ Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄ -NaCl	
377-Г 340-435	95	2,32	2,07	1,78	2,31	2,14	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄	
367-Г 397-483	92	2,64	2,14	1,49	2,73	2,28	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄ Na ₂ SO ₄ -NaCl-CaSO ₄	
397-Г 428-531	103	1,51	2,74	1,51	2,74	2,37	CaSO ₄ -NaCl-Na ₂ SO ₄	
378-Г 327-435	108	3,05	1,98	1,98	3,05	2,42	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄	
Средние показатели засоленности пород по пачке							Na ₂ SO ₄ -NaCl-CaSO ₄	
			2,03	1,78	1,39	2,71	2,05	NaCl-Na ₂ SO ₄ -CaSO ₄
								Na ₂ SO ₄ -NaCl-CaSO ₄
Гипсоносная пачка								
377-Г 435-474	39	2,68	4,95	2,68	4,95	3,6	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
371-Г 416-450	34	1,94	5,96	1,94	5,96	3,7	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
398-Г 534-580	46	2,8	4,4	2,8	4,4	3,52	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ (MgSO ₄)	
378-Г 435-474	39	3,6	4,91	3,0	4,91	3,9	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ (MgSO ₄)	
367-Г 483-525	42	2,95	5,92	2,92	5,92	4,17	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
397-Г 531-536	30	5,64	3,81	3,4	5,64	4,28	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
375-Г 445-473	28	2,69	5,97	2,69	5,97	4,31	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
374-Г 535-572	40	3,8	6,34	3,8	6,34	5,17	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
Ангидритовая пачка								
375-Г 473-532	59	2,74	5,15	2,74	5,15	3,4	CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ -NaCl CaSO ₄ -NaCl-Na ₂ SO ₄	
398-Г 580-650	70	3,74	4,27	2,8	4,37	3,78	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄	
378-Г 474-512	38	4,7	2,35	5,04	2,34	4,5		
397-Г 561-610	49	3,82	5,32	2,97	6,49	4,51		
377-Г 474-503	29	4,14	6,96	3,57	6,96	4,6		
374-Г 575-628	56	4,2	5,15	2,53	6,0	4,6	NaCl-CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ CaSO ₄ -Na ₂ SO ₄ -NaCl	

№ скважины	Глубина залегания пачки, м	Мощность, м	Засоленность, г/100 г породы					Преобладающие компоненты солевого состава
			у кровли	у подошвы	min	max	средняя	
367-Г	525-569	44	5,92	5,04	2,97	5,92	5,0	NaCl—CaSO ₄ —Na ₂ SO ₄
371-Г	450-486	36	5,8	4,51	2,87	6,62	5,2	

Средние показатели
засоленности пород
по пачке

4,38 4,84 3,18 5,48 4,47 NaCl—CaSO₄—Na₂SO₄

Иногда с преобладанием
CaSO₄

Примечание. Анализы переданы Петриковской партией.

Таблица 12

Емкость поглощения и состав поглощенных катионов пород
Петриковского месторождения солей
(мг-экв на 100 г породы)

Порода	Глубина, м	Ca	Mg	Na	K	Емкость поглощения
<u>Скв. 397-Г</u>						
Глина алевролитистая	158,0	7,95	2,46	3,83	1,89	16,13
Глина карбонатная	178,2	5,51	14,78	1,03	3,98	25,30
Глина пестроцветная	228,0	4,28	11,08	1,55	4,02	20,93
Глина песчанистая	276,0	6,74	4,93	2,28	6,35	20,30
Глина карбонатная	280,0	7,34	11,71	2,58	6,34	27,90
	292,5	7,97	3,7	2,54	1,89	16,10
Глина алевролитовая	311,0	12,87	7,40	1,51	4,08	25,86
Глина	329,0	9,19	11,10	14,5	4,08	38,87
Глина карбонатная	345,3	11,03	8,02	10,46	3,03	32,54
Глина	384,5	7,97	11,11	5,66	1,9	26,64
Глина карбонатная	468,0	9,18	4,31	2,99	1,58	17,06
Глина	505,0	5,51	14,79	4,35	1,89	26,54
	514,0	9,19	9,87	2,11	3,31	24,48
Доломит	523,0	9,18	6,16	1,3	2,22	17,76
Глина карбонатная	527,0	9,19	8,63	2,04	2,01	21,87
Алевролит	565,0	4,29	3,70	1,60	6,92	16,51
Глина	587,0	7,97	4,93	2,11	1,69	16,70
Мергель	604,0	6,64	7,39	8,67	1,65	24,35
Глина карбонатная	606,5	16,53	4,35	4,35	1,97	30,48
<u>Скв. 335</u>						
Алевролит песчанистый	12,4	9,08	нет	0,473	0,585	10,138
Песчаник	94,2	7,05	2,39	0,697	1,64	11,78
Мел	101,2	5,44	1,62	1,10	0,732	8,892
Мелоподобный мергель	109,3	6,05	2,03	1,17	0,527	9,78

Порода	Глубина, м	Ca	Mg	Na	K	Емкость поглощения
Мел	119,5	8,07	нет	0,305	0,308	8,68
Мелоподобный мергель	129,1	7,05	нет	0,348	0,266	7,67
Мел	136,7	6,04	2,03	0,351	0,307	8,73
Известняк глинистый	146,9	11,1	3,04	1,008	0,89	16,13
Известняк	150,1	8,06	4,06	0,504	0,128	12,75
Глина алевроитистая	190,7	10,08	5,07	0,838	0,265	16,25
	198,1	8,31	6,27	1,8	0,088	16,47
Известняк песчанистый	211,7	10,37	9,39	1,8	0,044	21,60
Песчаник слабо-цементированный глинистый	211,8	9,33	11,40	0,69	0,088	21,51
Песчаник	235,2	7,26	4,17	1,49	0,88	13,80
Глина алевроитистая	241,4	0,22	35,49	1,7	0,176	43,59
Алевролит	249,1	10,54	26,5	1,11	0,139	38,28
Глина опесчаненная	263,3	5,17	11,46	0,75	0,087	11,47
Глина	299,1	8,37	26,04	3,93	0,51	38,85
	308,6	10,36	49,03	7,34	0,50	67,23
Песчаник	314,2	9,46	8,46	6,23	0,36	24,51
Глина	326,0	12,56	2,10	14,54	0,47	29,67
	336,9	10,46	10,53	12,45	0,42	33,86
Глина опесчаненная	344,1	13,60	8,42	11,54	0,54	34,10
Песчаник	352,9	8,37	5,26	2,85	0,23	16,71
	359,6	8,37	4,21	2,57	0,18	15,33
Глина алевроитистая	357,7	19,9	10,54	14,09	0,72	45,25
Песчаник	366,9	11,51	3,16	3,16	0,264	18,09
	374,9	9,41	13,69	10,67	0,63	34,40
Глина карбонатная	386,3	10,46	5,26	7,04	1,43	24,19
	392,1	10,2	8,38	2,07	0,62	21,27
	414,2	11,24	10,47	9,21	1,12	32,04
Алевролит опесчаненный	427,3	10,19	1,89	0,498	0,21	12,79
Глина	1117,3	9,15	7,33	1,12	1,38	18,98
Доломит	1137,9	13,3	нет	2,69	0,13	16,12
Глина	1157,4	11,23	2,09	0,30	0,44	14,06
<u>Скв. 339</u>						
Глина	37,5	3,56	1,79	0,15	2,12	7,62
	200,0	4,44	3,13	2,91	1,66	12,14
Доломит глинистый	256,3	11,1	24,1	1,23	0,68	37,11
Глина	307,0	7,9	12,0	2,7	1,12	26,72
Мергель	419,0	3,33	3,58	4,54	1,52	12,97
	420,0	2,89	3,13	4,21	1,2	11,43
Глине	434,2	2,89	2,91	3,94	1,1	10,43
	451,0	2,78	3,58	2,21	0,89	10,84
Глина с прожилками гипсо-кальцитовой породы	451,0	12,9	5,02	0,77	0,89	19,58
Доломит глинистый	453,5	5,9	7,03	1,05	0,63	14,61
Глина	467,5	3,9	4,02	2,6	0,84	11,36
	491,6	6,9	7,07	0,45	0,47	14,89
	561,0	4,67	1,57	0,61	0,73	7,58
	578,0	4,67	1,35	1,63	0,96	8,61

Таблица 13

Химический состав поровых растворов Петриковского месторождения
калийных солей

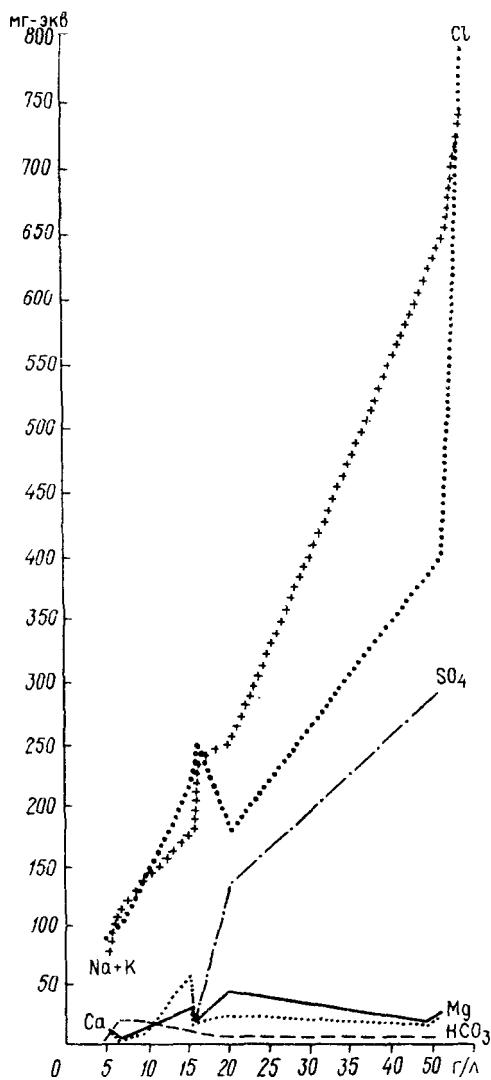
Порода	Глубина, м	pH	Минерализа- ция, мг/л	Форма вы- ражения анализа	Анионы			Катионы				
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	Fe
Скв. 335												
Глина алевритистая	190,7	6,98	20000,0	мг/л	6300,0	6300,0	183,0	5777,0		848,0	280,0	-
				мг-экв	180,0	131,2	6,0	251,2		42,4	23,3	0,3
				% экв	56,8	41,3	1,9	79,1		13,3	7,3	0,3
	198,1	4,3	15500,0	мг/л	7700,0	2500,0	-	4183,7		570,0	70,0	183,0
				мг-экв	220,0	52,6	-	181,9		28,5	58,3	3,3
				% экв	80,8	19,2	-	66,8		10,4	21,8	1,0
	241,3	6,3	5500,0	мг/л	3150,0	-	213,5	1726,84		211,68	94,08	-
				мг-экв	90,0	-	3,5	75,08		10,58	7,84	-
				% экв	96,25	-	3,75	80,29		11,32	8,39	-
Глина	326,0	7,6	6750,0	мг/л	3500,0	-	1067,5	2576,2		70,56	23,52	-
				мг-экв	100,0	-	17,5	112,01		3,53	1,96	-
				% экв	85,1	-	14,9	95,5		3,0	1,5	-
	336,9	7,15	10000,0	мг/л	4900,0	-	1067,5	3156,06		229,32	105,84	-
				мг-экв	140,0	-	17,5	137,22		11,46	8,82	-
				% экв	88,89	-	11,11	87,12		7,27	5,61	-
Глина опесчаненная	344,1	-	46149,0	мг/л	28000,0	-	30,5	17350,05		511,56	246,96	-
				мг-экв	800,0	-	0,5	754,35		25,57	20,58	-
				% экв	99,93	-	0,07	94,2		3,2	2,6	-
Глина карбонатная	386,3	7,35	16150,0	мг/л	8750,0	816,0	488,0	5508,5		373,92	201,79	В осадке
				мг-экв	250,0	17,0	8,0	239,5		18,69	16,81	
				% экв	90,8	6,1	3,1	87,2		6,7	6,1	
Глина	1117,2	4,25	289000,0	мг/л	189111,0	54,3	366,0	19741,59		62700,0	17002,0	-
				мг-экв	5403,0	1,13	6,0	858,33		3135,0	1416,8	-
				% экв	99,7	0,2	0,1	15,8		58,60	26,2	-
Глина	1157,3	5,0	283200,0	мг/л	184610,0	202,0	671,0	14129,4		68523,0	14987,0	-
				мг-экв	5274,0	4,2	11,0	614,8		3426,1	1248,9	-
				% экв	99,7	0,1	0,2	11,8		64,7	23,5	-
Скв. 397-Г												
Глина алевритистая	158,0	7,25	11363,81	мг/л	582,41	1176,49	97,6	2762,3	404,7	884,88	213,7	-
				мг-экв	166,40	24,51	1,6	120,1	10,37	44,24	17,8	-
				% экв	86,43	12,73	0,84	62,38	5,38	22,99	9,25	-
Глина песчанистая	276,0	7,75	22198,02	мг/л	12718,0	360,22	536,8	7992,27	202,35	160,88	227,5	-
				мг-экв	363,37	7,5	8,8	347,49	5,19	8,04	18,95	-
				% экв	95,70	1,98	2,32	91,52	1,36	2,13	4,99	-
Глина карбонатная	280,0	7,67	21031,36	мг/л	12361,44	40,82	406,6	7613,46	485,64	298,6	27,48	-
				мг-экв	353,18	0,85	6,66	331,02	12,45	14,93	2,29	-
				% экв	97,91	0,24	1,85	91,77	3,45	4,14	0,64	-
Глина алевритовая	311,0	3,0	14419,96	мг/л	7475,0	509,18	-	4289,5	502,2	501,44	1142,64	-
				мг-экв	213,6	106,06	-	186,50	12,87	25,07	95,22	-
				% экв	66,82	33,18	-	58,34	4,02	7,85	29,79	-
Глина	329,0	7,35	41686,53	мг/л	17942,9	8933,58	97,6	11693,89	642,9	676,94	1698,72	-
				мг-экв	512,6	186,12	1,6	508,43	16,48	33,85	141,56	-
				% экв	73,19	26,47	0,34	72,59	2,36	4,83	20,22	-
Глина карбонатная	345,3	3,80	58051,57	мг/л	25806,69	902,96	-	17486,21	738,2	589,19	1401,6	-
				мг-экв	737,33	188,12	-	760,27	18,92	29,46	116,8	-
				% экв	79,67	20,33	-	82,16	2,04	3,18	12,62	-
Глина	505,0	2,07	109332,67	мг/л	60188,29	8933,58	-	35295,15	1062,0	601,73	3245,09	-
				мг-экв	1719,66	186,12	-	1578,05	27,23	30,08	270,42	-
				% экв	90,23	9,77	-	82,8	1,43	1,58	14,19	-
Глина карбонатная	527,0	5,8	114455,13	мг/л	63711,08	7588,74	-	38445,19	802,9	1241,06	2666,16	-
				мг-экв	1820,32	156,02	-	1671,53	20,58	62,05	222,18	-
				% экв	97,16	2,84	-	84,57	1,05	3,13	11,25	-

Продолжение табл. 13

Порода	Глубина, м	pH	Минерализа- ция, мг/л	Форма вы- ражения анализа	Анионы			Катионы				
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	Fe
Глина	587,0	4,25	312712,94	мг/л	179330,42	1200,75	-	114148,08	2613,5	1215,99	3397,45	-
				мг-экв	5123,72	250,16	-	4962,96	67,01	60,79	283,12	-
				% экв	95,36	4,64	-	92,35	1,25	1,14	5,26	-
Мергель	604,0	5,45	295404,56	мг/л	166577,03	13592,49	73,2	109529,68	2805,8	777,23	2049,13	-
				мг-экв	4759,34	283,18	1,2	4762,16	71,94	38,86	170,76	-
				% экв	94,36	5,61	0,03	94,42	1,43	0,77	3,38	-
Глина карбонатная	606,5	3,75	252707,84	мг/л	135572,39	19980,48	-	91634,7	1973,3	1215,99	2330,98	-
				мг-экв	3873,49	416,26	-	3984,12	50,59	60,79	194,25	-
				% экв	90,29	9,71	-	92,87	1,18	1,42	4,53	-
Скв. 339												
Глина пестроцветная	228,0	7,76	6898,31	мг/л	2320,04	5763,6	422,0	1170,27	331,0	610,0	1242,0	-
				мг-экв	66,30	120,07	7,0	50,84	8,48	30,5	103,5	-
				% экв	34,40	62,02	3,6	26,45	4,40	15,35	53,80	-
Мергель	263,8	2,55	120709,0	мг/л	66561,0	7204,5	-	43319,58	2030,0	505,64	1089,25	-
				мг-экв	1901,74	150,09	-	1883,46	52,05	25,28	90,77	-
				% экв	92,68	7,32	-	91,76	2,58	1,24	4,42	-
Глина аргиллито- подобная	286,1	2,75	161795,2	мг/л	91522,2	7563,15	-	60360,28	534,2	505,64	1309,8	-
				мг-экв	2614,92	157,57	-	2624,36	13,69	25,28	109,15	-
				% экв	94,32	5,68	-	94,66	0,49	0,91	3,94	-
Глина	434,2	5,7	55437,65	мг/л	32928,0	2401,0	12,2	16873,95	302,5	1000,0	1920,0	-
				мг-экв	940,8	50,0	0,6	773,65	7,75	50,0	160,0	-
				% экв	94,89	5,05	0,06	78,04	0,78	5,04	16,14	-
Глина аргиллито- подобная	551,0	7,5	287375,2	мг/л	170025,0	3361,4	610,0	107284,6	3035,2	1280,0	1776,0	-
				мг-экв	4864,32	70,03	10,0	4664,55	77,82	54,0	148,0	-
				% экв	98,38	1,41	0,21	95,34	1,67	1,09	2,99	-

вания, эпигенетическими изменениями пород. Поровые растворы, отжатые из пород зоны активного водообмена, близки к инфильтрационным водам, а содержащиеся в слабопроницаемых морских отложениях представляют собой метаморфизованные в различной степени воды древних бассейнов седиментации.

В табл. 14 приведены сопоставления химического состава подземных и поровых растворов верхней (до девона) осадочной толщи исследуемой территории. Минерализация подземных вод не превышает 1,5 г/л гидрокарбонатно-кальциевого состава. Минерализация поровых растворов колеблется от 6,8 до 22,1 г/л хлоридно-натриевого состава. Значения pH близки для подземных и поровых растворов и равны 7,2–7,7. Соотношение ионов для подземных вод в



порядке уменьшения содержания: $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{Cl} \rightarrow \text{SO}_4$ или $\text{Cl} \rightarrow \text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4$, $\text{Ca} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{Mg}$ или $\text{Na} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$. Соотношение ионов для поровых растворов: $\text{Cl} \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{HCO}_3$, $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}(\text{Mg}) \rightarrow \text{Mg}(\text{Ca})$. Для девонских пород характеристика химического состава поровых и подземных вод находится в более сложных соотношениях (табл. 15).

Минерализация подземных вод колеблется от 6,4 до 301 г/л, а поровых растворов — в пределах 6,7–312,7 г/л. Поровые растворы более кислые по сравнению с подземными водами, pH опускается до 3. С глубины 431 м минерализация подземных вод очень быстро увеличивается и на глубине 588 м достигает 301 г/л, в то время как на этих же глубинах поровые растворы имеют минерализацию 252 г/л. Такая повышенная минерализация поровых и подземных вод обусловлена влиянием нижезалегающей галогенной толщи. Соотношение ионов для подземных вод $\text{Cl} \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{HCO}_3$, $\text{Na} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$, для поровых растворов $\text{Cl} \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{HCO}_3$, $\text{Na} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$.

Таким образом, при сравнении химического состава поровых и подземных вод осадочной толщи

Таблица 14

Сопоставление состава пластовых вод и поровых растворов Петриковского месторождения солей (карбон — мел)

Пластовые воды	Поровые растворы
Глубина 151,2–158,8 м, скв. 1–Г, рН 7,6 $M_{0,22} \frac{HCO_3 85 Cl 113,5 SO_4 1,5}{Ca 63,5 Na 26,5 Mg 10}$	Глубина 158,0 м, скв. 397–Г, рН 7,25 $M_{11,3} \frac{Cl 86,2 SO_4 13 HCO_3 0,8}{Na 68,5 Ca 23 Mg 9,5}$
Глубина 242,9–244,0 м, скв. 2–Г, рН 7,6 $M_{0,23} \frac{HCO_3 85,8 Cl 13,5 SO_4 0,5}{Ca 87,5 Na 12,5}$	Глубина 198 м, скв. 335, рН 4,3 $M_{15,5} \frac{Cl 80,8 SO_4 19,2}{Na 67 Mg 22 Ca 10 Fe 1}$
Глубина 284,5–286,0 м, скв. 3–Г, рН 7,3 $M_{1,52} \frac{Cl 79,5 HCO_3 19 SO_4 1,5}{Na 87 Ca 9 Mg 4}$	Глубина 228 м, скв. 339, рН 7,7 $M_{6,8} \frac{SO_4 62 Cl 35 HCO_3 3}{Na 31 Ca 15 Mg 54}$
	Глубина 280 м, скв. 397, рН 7,6 $M_{21} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 95 Ca 4,5 Mg 0,5}$
	Глубина 276 м, скв. 397, рН 7,75 $M_{22,1} \frac{Cl 96 SO_4 2 HCO_3 2}{Na 93 Mg 5 Ca 2}$

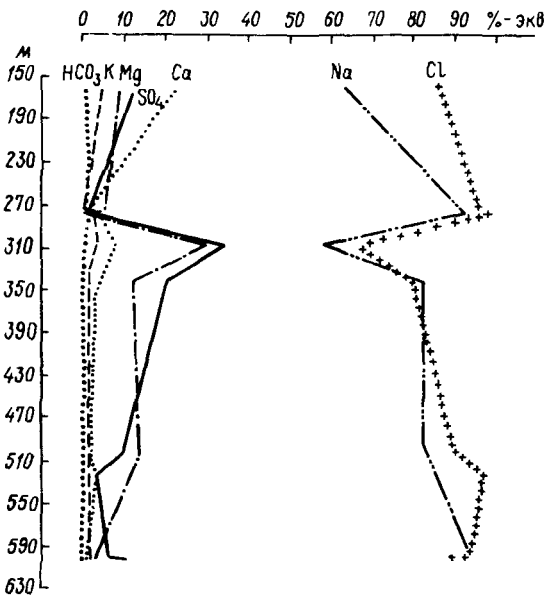
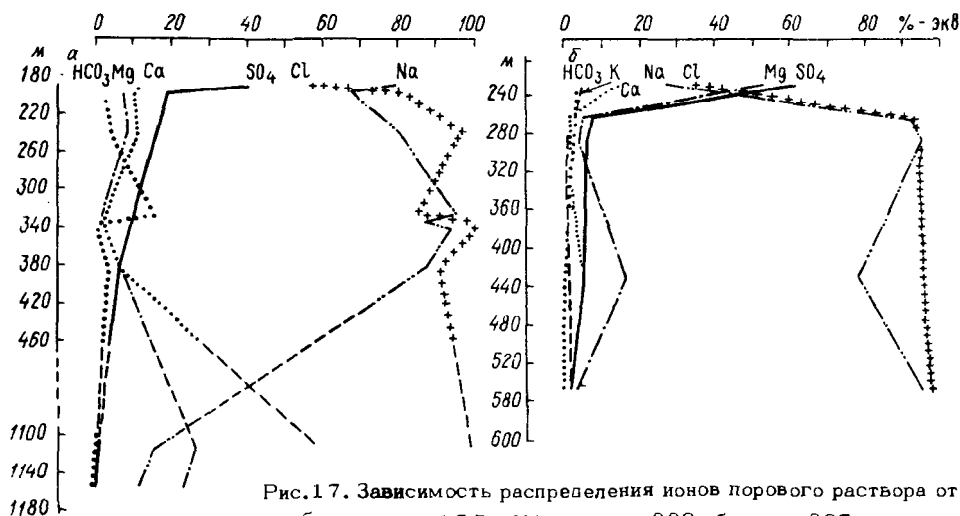


Рис.16. Зависимость распределения ионов порового раствора от глубины залегания пород (скв. 335)

Таблица 15

Сопоставление состава трещинных пластовых вод и
и поровых растворов Петриковского месторождения солей (девон)

Пластовые воды	Поровые растворы
Глубина 309,3-400,0 м, скв. 280-Г рН 7,1 $\frac{Cl \ 93 \ SO_4 \ 5,5 \ HCO_3 \ 1,5}{Na \ 94 \ Ca \ 3 \ Mg \ 3}$ $M_{6,4}$ Глубина 315,8-389,0 м, скв. 286, рН 7,2 $\frac{Cl \ 93 \ SO_4 \ 7}{Na \ 85 \ Ca \ 7,5 \ Mg \ 7,5}$ $M_{70,9}$ Глубина 332-432 м, скв. 397, рН 8,2 $\frac{Cl \ 87 \ SO_4 \ 7 \ HCO_3 \ 6}{Na \ 97 \ Ca \ 2 \ Mg \ 1}$ $M_{8,2}$ Глубина 431-481 м, скв. 397, рН 7,0 $\frac{Cl \ 95 \ SO_4 \ 5}{Na \ 90 \ Mg \ 5 \ Ca \ 5}$ M_{86} Глубина 535-596 м, скв. 374, рН 7,6 $\frac{Cl \ 94 \ SO_4 \ 6}{Na \ 91 \ Ca \ 5 \ Mg \ 4}$ $M_{112,4}$ Глубина 598-608 м, скв. 397, рН 7,6 $\frac{Cl \ 99 \ 1}{98 \ Ca \ 2}$ Глубина 588-613 м, скв. 382, рН 7,2 $\frac{Cl \ 99 \ SO_4 \ 1}{Na \ 96 \ Ca \ 2,5 \ Mg \ 1,5}$ M_{301}	Глубина 311 м, скв. 397-Г рН 3,0 $\frac{Cl \ 67 \ SO_4 \ 33}{Na \ 62 \ Mg \ 30 \ Ca \ 8}$ $M_{14,4}$ Глубина 326 м, скв. 335, рН 7,6 $\frac{Cl \ 85 \ HCO_3 \ 15}{Na \ 95,5 \ Ca \ 3 \ Mg \ 1,5}$ $M_{6,7}$ Глубина 329,0 м, скв. 397, рН 7,3 $\frac{Cl \ 73 \ SO_4 \ 27}{Na \ 75 \ Mg \ 20 \ Ca \ 5}$ $M_{41,6}$ Глубина 344,1 м, скв. 335, рН 7,0 $\frac{Cl \ 99,9 \ HCO_3 \ 0,1}{Na \ 94 \ Ca \ 3 \ Mg \ 3}$ $M_{46,1}$ Глубина 434,2 м, скв. 335, рН 5,7 $\frac{Cl \ 95 \ SO_4 \ 5}{Na \ 79 \ Mg \ 16 \ Ca \ 5}$ $M_{55,4}$ Глубина 505 м, скв. 397, рН 3,0 $\frac{Cl \ 90 \ SO_4 \ 10}{Na \ 84 \ Mg \ 14 \ Ca \ 2}$ $M_{109,3}$ Глубина 587 м, скв. 397, рН 4,25 $\frac{Cl \ 95,4 \ SO_4 \ 5}{Na \ 94 \ Mg \ 5 \ Ca \ 1}$ $M_{312,7}$ Глубина 606 м, скв. 397, рН 3,75 $\frac{Cl \ 90 \ SO_4 \ 10}{Na \ 93 \ Mg \ 5 \ Ca \ 1 \ Mg \ 1}$ M_{252}



дочной толщи опорного разреза Петриковского месторождения калийных солей отмечается следующее: 1) поровые растворы более кислые по сравнению с пластовыми; 2) как поровые растворы, так и пластовые воды становятся более концентрированными и минерализованными по мере приближения к галогенной толще; 3) с увеличением глубины залегания наблюдается тенденция к сближению состава поровых растворов и подземных вод, что отмечалось исследователями Днепровско-Донецкой впадины /3,63/.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Старобинское месторождение калийных солей расположено в северо-западной части Шатилковской депрессии Припятской впадины, представляющей собой весьма пологую синклинальную структуру, вытянутую в широтном направлении, замыкающуюся к западу и открытую на восток. Общее погружение депрессии направлено на восток — к центральным частям Припятской впадины. Осадочный комплекс пород представлен отложениями верхнего протерозоя (белорусская и волынская серии), девона, юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Кристаллический фундамент в районе месторождения опущен на глубину свыше 1500 м.

Среди осадочного комплекса пород наиболее развиты отложения девонской системы, которые составляют более 1000 м /80/.

Белорусская серия трансгрессивно залегает на кристаллическом фундаменте и представлена в районе пос. Старобин отложениями линской свиты (pR_3ph). Это слабо сцементированные песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями красно-бурой глины. Цемент в песчаниках и алевролитах глинистый, изредка глинисто-железистый и карбонатный. Перекрываются они вулканогенно-осадочными породами вендского комплекса, представленного волынской серией (pR_3vl). Общая мощность пород верхнего протерозоя в районе месторождения составляет более 300 м.

Девонские отложения представлены породами живетского (D_{2gv}), франского (D_{2fn}) и фаменского (D_{3fm}) ярусов. В составе живетского яруса выделяются отложения пярнуско-наровского (D_{2pr+nr}) и старооскольского (D_{2st}) горизонтов. Представлен ярус терригенными и сульфатно-карбонатными породами мощностью 150–200 м.

Отложения франского яруса начинаются терригенными породами нижнешигровского (D_{3sch}) (лашийско-кыновского) горизонта мощностью 30–50 м. Выше залегают породы верхнешигровского (D_{3sch_2}) (саргаевского), семилукского (D_{3sm}), бургского (D_{3br}), воронежского (D_{3vr}) и евлановского (D_{3ev}) горизонтов преимущественно карбонатного состава общей мощностью до 200 м. Отложения живетского и нижней части франского ярусов в целом составляют подсолевой комплекс пород общей мощностью в районе месторождения около 500–600 м.

Основную часть разреза девонских образований составляет верхне-девонская галогенная формация, приуроченная к верхней части франского и фаменского ярусов. В разрезе галогенной формации здесь, как и на других участках Припятской впадины, выделяются три толщи: нижняя соленосная, межсолевая и верхняя соленосная. Возраст нижней соленосной толщи определяется как евлановско-ливенский (D_{3ev-lv}), межсолевой — задонско-елецкий (D_{3zd-el}), верхней соленосной — елецкий, лебедянский и частично данковский (D_{3el-dl}). Мощность нижней соленосной толщи в районе Старобинского месторождения составляет 30–90 м. Представлена она переслаиванием глин, мергелей, доломитов, гипсов и ангидритов, а также песчаников и алевролитов.

Межсолевая толща состоит из доломитизированных известняков, часто брекчеевидных с прослоями алевролитов и песчаников, карбонатных глин и мергелей. Мощность толщи составляет 40–130 м.

Верхняя соленосная толща в пределах месторождения залегает на глубине 350–600 м и сложена чередующимися пачками каменной соли, иногда содержащими горизонты калийных солей, и пачками несоляных пород различного состава (глины, мергели, известняки, доломиты, реже ангидриты, алевролиты и песчаники). Общая ее мощность составляет 600–850 м. Разрез верхней соленосной толщи подразделяется на две подтолщи: нижнюю — галитовую, или некалиеносную, и верхнюю — глинисто-галитовую, или калиеносную. Нижняя подтолща сложена преимущественно белой и светло-серой каменной солью с тонкими ангидритовыми прослоями. Ее мощность в пределах месторождения значительно сокращена по сравнению с другими районами Припятской впадины и составляет 30–40 м.

Верхняя глинисто-галитовая (калиеносная) подтолща сложена пачками каменной соли, окрашенной в серый, желтый и красновато-оранжевый цвет различных оттенков с отчетливо выраженной сезонной слоистостью и чередующейся с прослоями глинисто-мергелистых пород. Отмечается исключительная выдержанность простирания и мощности отдельных слоев и пачек в пределах месторождения. Их мощность колеблется от 2 до 30 м и более.

Соляные и глинисто-мергелистые пачки в сущности сложены одними и теми же отложениями: каменной солью, глинисто-карбонатными породами, алевролитами и реже песчаниками. Однако в соляных пачках преобладает каменная соль, в то время как глинисто-мергелистые пачки представлены в основном глинисто-карбонатными и другими терригенными породами. Глинисто-мергелистые прослои в соленосной толще интенсивно разбиты трещинами, выполненными вторичной каменной солью, окрашенной в различные оттенки красного цвета. Эти трещины образуют сложную сеть прожилков, расположенных в различных направлениях, но преимущественно вертикально. Встречаются прожилки, выполненные галитом и гипсом одновременно. Как считает А.Е.Ходьков [117], образование таких трещин связано с разгрузкой седиментационных рассолов при уплотнении соленосной толщи.

Верхняя соленосная толща перекрыта надсолевой глинисто-мергелистой толщей данково-лебедянского возраста (D_{3dl}) мощ-

ностью 250–400 м и изредка больше. Сложена она переслаиванием глин, аргиллитов, мергелей и в меньшей степени доломитов. Такое чередование создает слоистую текстуру. В толще встречаются своеобразные "ленточные" горизонты, состоящие из тонкослоистых чередующихся карбонатных "корочек" и глинистых прослоев. В некоторых таких горизонтах наблюдаются тонкие и тончайшие прослойки окислов железа красного и коричневого цвета. В средней и нижней частях толщи встречается гипс, обычно в виде вторичных жильных образований, что дает основание разделять иадсолевую толщу на две подтолщи: нижнюю — гипсоносную (D_3dla_2), верхнюю — собственно глинисто-мергелистую (D_3dla_1). Их мощности на площади месторождения колеблются соответственно в пределах 200–220 и 50–70 м. Установлено, что формирование нижней (гипсоносной) части глинисто-мергельной толщи происходило в условиях постседиментационного подземного выщелачивания соленосных отложений проникающими сверху инфильтрационными водами, а образование глинисто-сульфатно-карбонатных "корочек" и гематитовых прослоев есть результат выщелачивания соответственно соленосных и калиеносных прослоев. Результатом постседиментационного подземного выщелачивания является также наличие в нижней части глинисто-мергелистой толщи брекчированных интервалов, микросбросов и других микродислокаций, развитие по трещинам вторичного гипса и других вторичных образований.

Отложения юрской системы в районе Старобинского месторождения встречаются только на отдельных участках. Залегают они несогласно на глинисто-мергелистой толще и перекрываются верхнемеловыми отложениями. Представлены песчано-глинистыми разностями пород с преобладанием в нижней части песчаных, а в верхней — глинистых. Их мощность редко превышает 50 м, чаще 5–10 м.

Меловые отложения распространены повсеместно, трансгрессивно перекрывают юрские, представлены рыхлыми известковистыми глауконитовыми песчаниками сеноманского (K_2sm) и трещиноватым мелом и мелоподобным мергелем туронского (K_2t) ярусов. Глубина залегания кровли меловых отложений составляет 90–120 м, их мощность — 10–60 м.

Палеогеновая система представлена отложениями харьковского яруса (P_3hr). Распространены они повсеместно, сложены песчаниками кварцево-глауконитовыми, местами глинистыми, уплотненными, нередко с гравием и мелкой галькой кремния и фосфорита. Глубина залегания их кровли 60–95 м, мощность составляет от 6 до 35 м.

Неогеновые отложения (N_1pl) представлены серыми кварцевыми песками, местами с прослоями глин и супесей. Глубина залегания их кровли 50–65 м, мощность 30–35 м.

Четвертичные отложения представлены ледниковыми, водно-ледниковыми, аллювиальными и озерно-болотными образованиями. Их мощность составляет 50–90 м. В разрезе преобладают пески различного гранулометрического состава, моренные супеси и суглинки.

Гидрогеологические условия опорного разреза Старобинского месторождения солей определяются его приуроченностью к краевой се-

веро-западной части Припятского артезианского бассейна, а также геолого-литологическим строением района. По гидродинамическим и гидрохимическим признакам вся водонасыщенная толща пород разделяется на два регионально-выдержанных этажа: верхний, включающий зоны активного и замедленного водообмена и содержащий пресные и солоноватые воды, и нижний, содержащий соленые воды и рассолы и характеризующийся весьма затрудненным водообменом. Границей между ними является нижняя часть глинисто-мергелистой толщи верхнего девона, а также мощная верхняя солевая толща, которая является безводной и водоупорной /117,118/.

Для глубокозалегающих водоносных горизонтов и комплексов верхнего этажа область питания подземных вод расположена в пределах повышенных участков Белорусского массива. Формирование напоров и запасов подземных вод нижнего этажа происходит, по-видимому, в условиях гравитационного уплотнения и отжатия поровых вод из глинистых частей разреза.

Весь надсолевой комплекс пород, за исключением нижней части глинисто-мергелистой толщи, начиная от четвертичных отложений и кончая верхней частью глинисто-мергелистой толщи Верхнего девона, представляет собой ввиду отсутствия выдержанных по площади и в разрезе водоупоров единую гидравлически взаимосвязанную систему. Поэтому выделение отдельных водоносных горизонтов и комплексов является в известной мере условным, хотя они и характеризуются различием отдельных параметров: возрастом, литологией, химическим составом подземных вод и т.п.

Водоносный комплекс кайнозойских отложений распространен повсеместно. Водовмещающими породами являются пески различного гранулометрического состава. Супеси, суглинки и глины в разрезе выполняют подчиненную роль местных водоупоров между отдельными водоносными горизонтами. Питание подземных вод происходит вследствие инфильтрации атмосферных осадков и перетока вод между водоносными горизонтами. Верхняя часть водоносного комплекса мощностью до 20 м, приуроченная к аллювиальным и покровным флювиогляциальным отложениям, содержит грунтовые воды. Нижняя часть водоносного комплекса кайнозойских отложений содержит напорные воды. Важное практическое значение имеет межморенный березинско-днепровский водоносный комплекс, который в районе месторождения широко распространен и используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Он имеет значительную (до 30 м) мощность, высокую водообильность, хорошую изолированность от поверхностного загрязнения. Глубина залегания его кровли составляет 70 м. Сверху он перекрыт мореной днепровского оледенения. Водовмещающие породы — пески с прослоями гравия и включением гальки.

Водоносные горизонты палеоген-неогеновых отложений также хорошо изолированы от поверхностного загрязнения, в соответствии с литологией водовмещающих пород обладают низкими фильтрационными свойствами и поэтому практического значения для водоснабжения не имеют. Подземные воды четвертичных и палеоген-неогеновых отложений обладают малой минерализацией (0,5 г/л) и имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав.

Подземные воды верхнемеловых отложений приурочены к двум водоносным горизонтам: туровскому (K_2^t) и сеноманскому (K_2^{cm}), гидравлически взаимосвязанным как между собой, так и с выше- и нижележащими водоносными горизонтами. Глубина залегания кровли туронского водоносного горизонта 95–115 м. Водовмещающими породами являются трещиноватый пясчый мел и мелоподобный мергель. Мощность трещиноватой зоны обычно составляет 14–32 м. Подземные воды сеноманского водоносного горизонта приурочены к мелкозернистым, часто глинистым, кварцево-глауконитовым пескам незначительной мощности, составляющей 2,6–5,5 м. Водовмещающие породы сеномана вскрываются на глубинах 105–131 м, распространены на отдельных участках и приурочены к понижениям в рельефе глинисто-мергельной толщи верхнего девона. В целом водообильность меловых отложений незначительная. Воды в основном гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией до 0,5 г/л.

Водоносность юрских отложений сравнительно невелика. Мощность водовмещающих пород также незначительная. Химический состав подземных вод аналогичен вышележащей толще верхнемеловых отложений.

Подземные воды верхнего девона приурочены только к самой верхней части глинисто-мергелистой толщи (D_3dl_a). Водовмещающими являются в различной степени трещиноватые мергели и аргиллитоподобные глины с прослоями доломитов, реже песчаников и известняков. Глубина залегания кровли водоносного комплекса верхнего девона в пределах месторождения составляет 110,3–181,9 м. Мощность трещиноватой обводненной толщи не превышает 50–80 м. Нижняя часть глинисто-мергелистой толщи (обычно с глубины 170–200 м) представляет собой водоупорный горизонт, сложенный аргиллитоподобными глинами и мергелями с заполненной трещиноватостью. Общая мощность водоупорной части колеблется от 150 до 400 м и в среднем составляет 200–220 м. В целом водопроницаемость пород глинисто-мергелистой толщи падает сверху вниз, достигая в нижней части значений, выражаемых микронами в сутки. Водообильность же верхней водонасыщенной части в целом незначительная.

Подземные воды верхней части глинисто-мергелистой толщи напорные, относятся к пластово-трещинному типу. Их питание происходит в результате перетока вод из вышерасположенных водоносных пластов. По химическому составу они изменяются от пресных гидрокарбонатно-кальциевых с сухим остатком 0,6–1,0 г/л в самой верхней части толщи через сульфатные до хлоридно-натриевых с сухим остатком свыше 10 г/л в нижней.

Отложения верхней соленосной толщи (D_3dl_b) представлены чередованием слоев каменной и калийных солей с глинисто-карбонатными породами и являются практически безводными и водоупорными породами. В некоторых случаях при проходке горных выработок наблюдаются водопроявления в виде незначительных напорных струй из прослоев солей. В химическом отношении это весьма крепконасыщенные рассолы с минерализацией 295–330 г/л хлорид-

Масштаб глубин, м	Геологичес- кий возраст	Мощность слоя, м	Литологи- ческий разрез	Краткое описание пород
20	Антропо- ген	35-70		Пески с прослоями суглинков, супесей, глин
40				
60				
80	N-P	25-65		Пески глинистые, слюдяные
100	K ₂ ^t	10-50		Мел песчаный, плотный
120	K ₂ ^{cm}	0-10		Песок
140	J ₂₋₃	0-40		Пески и алевролиты
160	D ₃ ^{dl} a ₁	50-130		Глины и мергели с прослоями доломитов, в подошве слоя прослой известняков, глинистых сланцев
180				
200				
220				
240	D ₃ ^{dl} a ₂	60-80		Глина аргиллитоподобная, мергель с прослоями доломитов
260				
280				
300				
320	D ₃ ^{dl} a ₂	60-100		Глины, мергели, с прослоями гипса, доломитов, сульфатно-карбонатных пород
340				
360				
380				
400	D ₃ ^{dl} a ₂	70-130		Глины, мергели с прослоями доломитов, сульфатно-карбонатных пород
420				
440				
460				
480	D ₃ ^{dl} b	450-550		Каменная соль с прослоями глин, карбонатных пород и сильвинита
500				
520				
540				
560				
580				
600				
620				
640				
660				
680				
700				
720				
740				
760				
780				
800				
900				
920				
940				
960				

Рис.18. Сводный геологический разрез шахтных стволов 4-го рудоуправления

но-натриевого, хлоридно-магниевого или хлоридно-кальциевого состава, являющиеся, по-видимому, защемленными остаточными маточными рассолами. Глубина залегания кровли верхней соленосной толщи на месторождении изменяется от 350–600 м, а ее мощность составляет 600–850 м.

К отложениям межсолевого и подсолевого комплекса пород приурочены крепконасыщенные рассолы с минерализацией свыше 150 г/л (Старобин, скв.1-Р, гл.675–695 м, сухой остаток 158,16 г/л) в основном хлоридно-натриевого состава. Водовмещающими являются в различной степени трещиноватые доломиты, известняки, реже песчаники, мергели. В целом водообильность подсолевых и межсолевых отложений незначительная.

Породы нижней соленосной толщи, представленные переслаиванием глины, мергелей, гипсо-ангидритов, практически водоупорные и безводные. На рис. 18 приведен сводный геологический разрез в районе 4-го рудоуправления Старобинского месторождения.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Весовая естественная влажность пород колеблется от 5,5 до 27%, удельный вес пород в среднем составляет 2,6 г/см³, пористость колеблется от 17,1 до 80% (табл. 16). Четкой закономерности изменения физических свойств пород с глубиной не наблюдается. Для относительно однородных отложений отмечается тенденция уменьшения естественной влажности и пористости с глубиной, что свидетельствует об обезвоживании их под влиянием гравитационного давления вышележащих толщ. В основном физические свойства исследуемых пород определяются литологическим, гранулометрическим и минералого-петрографическим составом. В табл. 17 приведен гранулометрический состав пород по стволам 4-го рудоуправления. По совокупности показателей физических свойств и гранулометрического состава исследуемые породы относятся к высокодисперсным с большой плотностью, средней и высокой степенью литификации пород /50/.

В литологическом отношении породы представлены аргиллитоподобными глинами с прослоями сульфатных, карбонатных пород, в стратиграфическом интервале мел — девон. В интервале 240–270 м встречен прослой горючих сланцев и строматолитовых известняков. С глубины 340 м глины переслаиваются с доломитами гипсами (мощность прослоев 10–15 мм). На глубине 480 м глина переслаивается с гипсо-ангидритовыми породами, встречены включения галита. Ниже 540 м начинается соленосная толща. В табл. 18 приведены результаты минералого-петрографического изучения пород.

На рис. 19–23 приведены электронно-микроскопические снимки пород по трем стволам 4-го рудоуправления. В верхней части разреза, в интервале глубин 165–193 м, породы характеризуются

Таблица 16

Физические свойства пород Старобинского месторождения
солей

Порода	Глубина, м	Влажность весовая w , %	Удельный вес скелета образца γ , г/см ³	Объемный вес влаж- ного об- разца Δ , г/см ³	Объемный вес скелета образца δ , г/см ³	Влажность объемная δ_w , %	Пористость n , %
<u>Скв. 3-к</u>							
Глина	579,5	8,8	2,79	2,35	2,16	19,01	22,6
Глинисто- карбонатная порода	654,2	17,34	2,81	2,21	1,88	32,59	33,1
Глина	696,6	11,73	2,75	2,38	2,13	24,88	24,0
Глина карбонатная	131,5	22,9	2,63	1,86	1,50	34,35	42,9
	143,0	26,5	2,69	1,88	1,49	39,48	44,6
	154,0	5,5	2,64	2,28	2,16	11,88	18,1
Известняк	165,8	2,8	2,75	2,35	2,28	6,41	17,1
Глина карбонатная	178,2	18,7	2,61	1,86	1,56	29,17	40,2
	204,0	14,2	2,63	2,06	1,80	25,58	46,1
Мергель	216,0	15,56	2,64	2,07	1,79	27,85	47,40
Глина пестроцветная	228,0	20,84	2,69	2,04	1,69	35,22	37,17
Мергель алевритистый	241,0	9,72	2,67	2,09	1,904	18,51	28,68
Мергель	252,7	15,55	2,66	2,07	1,79	27,84	32,70
Глина карбонатная	264,2	13,77	2,67	2,08	1,82	24,46	31,83
Мергель	278,2	8,24	2,87	2,28	2,106	17,35	26,62
Глина карбонатная	292,5	13,23	2,75	1,95	1,722	22,78	37,45
Доломит	304,0	19,51	2,83	2,03	1,7	33,17	39,92
Доломит глинистый	324,0	9,48	2,88	2,27	2,073	19,65	28,02
Глина карбонатная	339,0	15,77	2,81	2,09	1,805	28,46	35,76
Мергель	352,5	17,37	2,79	2,15	1,83	31,79	34,41
	365,4	11,4	2,76	2,23	2,001	22,81	27,53
Глина карбонатная	369,8	15,06	2,74	2,2	1,91	28,77	30,29
	381,8	15,48	2,67	2,15	1,86	28,79	30,33
Глина песчанистая	405,6	23,26	2,78	2,09	1,69	39,31	39,43
<u>Стволы 4-го рудоуправления</u>							
Глина	167,0	27,5	2,75	1,95	1,53	31,90	80,00
	193,0	21,3	2,74	1,89	1,56	27,40	76,00
Глина плитчатая	201,0	17,7	1,70	2,06	1,76	24,50	54,30
Глина тонкослонстая	258,5	14,8	2,77	2,18	1,89	22,00	46,60
Глинистый сланец	265,0	7,4	2,39	2,0	1,86	18,80	28,50
Доломит	276,0	6,9	2,79	2,43	2,27	-	22,90
Глина	337,0	16,2	2,72	1,87	1,61	24,40	70,00
	342,0	17,3	2,76	2,04	1,74	23,40	60,00
	344,5	19,6	2,80	2,04	1,71	27,90	63,70
	354,0	16,1	2,79	2,14	1,84	23,20	51,60
Глина с гипсом	412,0	15,2	2,80	2,20	1,91	22,40	46,60

Порода	Глубина, м	Влажность весовая w, %	Удельный вес скеле- та образ- ца γ , г/см ³	Объемный вес влаж- ного об- разца Δ , г/см ³	Объемный вес ске- лета об- разца δ , г/см ³	Влажность объемная δw , %	Порис- тость n, %
Глина с суль- фатно-карбо- натными про- слойками	418,0	4,9	2,84	2,35	2,24	18,80	26,80
Глина	423,0	13,0	2,75	2,21	1,95	20,90	41,00
	429,0	11,7	2,74	2,13	1,91	22,00	43,40
	443,5	6,3	2,81	2,30	2,16	17,80	30,00
	447,0	7,5	2,82	2,39	2,22	15,80	27,00
	454,5	6,8	2,80	2,32	2,17	18,50	29,00
Доломит	465,0	4,8	2,78	2,50	2,38	14,00	17,00
Глина	468,0	20,0	2,81	2,09	1,74	28,20	61,50
	486,0	16,1	2,75	2,16	1,86	26,20	47,30
Глина плитчатая	502,0	6,3	2,78	2,35	2,21	19,90	25,80
Глина с сульфатно- карбонат- ными про- слойками	510,0	6,3	2,79	2,28	2,14	23,30	30,00
Глина	515,0	7,8	2,80	2,37	2,19	20,00	28,00
Доломит	526,0	9,0	2,76	2,23	2,04	18,60	35,20
Глина	542,0	17,5	2,81	2,06	1,75	27,60	60,50
	546,0	7,0	2,84	2,32	2,16	19,70	31,50

Таблица 17

Гранулометрический состав пород 4-го рудоуправления, %

Порода	Глубина, м	Фракции, мм									
		5,0- 2,0	2,0- 1,0	1,0- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,10	0,10- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,002	Мель- че 0,002
Глина	167,0	-	-	Сл.	Сл.	1	12	8	13	11	55
	171,0	-	-	"	"	2	1	6	7	14	70
	193,0	-	Сл.	"	"	2	9	8	15	17	49
Глина плитчатая	201,0	-	-	-	"	1	1	13	19	26	40
Глина тон- кослоистая	258,5	-	-	Сл.	1	2	1	14	16	33	33
Глинистый сланец	265,0	-	-	"	1	3	10	40	13	13	20
Доломит	276,0	Сл.	11	25	8	3	8	12	12	8	13
Глина	337,0	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	3	25	22	17	33
	342,0	1	"	"	"	"	1	18	21	27	32
	344,5	-	-	-	"	"	2	9	16	23	50
	354,0	-	Сл.	Сл.	"	"	Сл.	32	16	20	32
Доломит	465,0	Сл.	2	7	2	1	8	30	20	7	23
Глина	486,0	-	-	Сл.	1	1	2	16	7	23	50

Минералого-петрографическая характеристика пород 4-го рудоуправления

Глубина, м	Порода	Текстура	Структура	Примесь терри- генного мате- риала	Карбонатный материал	Прочие включения		Состав алевролитовой фракции, %	
						рудные	нерудные	легкие минералы	тяжелые минералы
150,1	Глина бурая	Однородная, участками слоистая за счет неоди- нковой плотно- сти, с микро- трещинами	Пелитоморф- ная	Зерна кварца, реже полево- го шпата	Ромбоздры до- ломита, нерав- номерно распе- деленные в шли- фе, в трещинах, микропорах ре- ликты выщела- ченных зерен доломита				
194	Глина карбо- натная	Неоднородная, участками сло- истая	Алевро-пе- литовая	Алевролитовой размерности зерна кварца, полевого шпа- та, неотсорт- ированные	Карбонаты не- равномерно распределены в породе, ром- боздры доломита и кальцита		Углистые час- тички		
206,8	Мергель се- рый	Однородная	Пелитоморф- ная, гли- нистое ве- щество мик- роагрегатное, тонкочешуй- чатое	Зерна кварца, полевого шпа- та, распреде- лены неравно- мерно, содер- жание 3-15%	Пелитоморф- ные образо- вания, ромбо- эдри в зерне доломита, не- равномерно распределен- ные в шлифе		Участками вдоль трещин и в по- рах углистые включения		
216,7	Глина темно- серая	Полосчатая за счет алевро- литов-псам- митового ма- териала	Алевролитов- пелитовая	Зерна кварца, полевого шпа- та, трещино- ватые, корро- дированные	Цемент алевро- литовых частиц	Темные обо- лочки вокруг частиц алевро- лита			
258,5	Глина темно- серая	Неоднородная	Пелитоморф- ная, участ- ками алевро- литовая, глинистое вещество тонкочешуй- чатое	Зерна кварца, полевого шпа- та, размером 0,02-0,06 мм распределены неравномерно	Тонко распылен в породе и маскиру- ется глинистым веществом. Встре- чаются обломки крупнозернистых карбонатов				
256,0	Глина темно- серая, карбо- натная	Однородная	Пелитоморф- ная, глини- стое вещество тонкочешуй- чатое, микро- агрегатное	Зерна кварца, полевого шпа- та алевроли- тового разме- ра неравномер- но распределе- ны в шлифе, сортировка средняя	Тонко распылен, маскируется глинистым ве- ществом	Агрегаты окисленного пирита в цо- родах и мик- ротрещинах		Кварц - 71, кальцит - 11,8, поле- вые шпаты - 12, карбо- натные агрегаты	Пиритизиро- ванный доло- мит, редкие зерна рого- вых обманок, турмалина
273,5	Глина серая	Слоистая	Пелитоморф- ная	Тонкораздроб- ленный терри- генный мате- риал, алевро- литы кварца, полевого шпа- та, чешуйки слюды	Тонко распылен в породе, ром- боздры доломита	Агрегаты пирита	Редкие зерна тяже- лых минера- лов		
287,4	Глина темно- серая	Однородная		Редкие зерна	Тонко распылен в породе	Агрегаты пирита, в по- рах, полостях точечных обра- зований	Редкие зер- на тяжелых минералов, уг- листые вклю- чения		
290	Глина серая	Неоднородная		Единичны зер- на кварца, по- левого шпата	Тонко распылен в породе, шлиф прорезает про- слой вторично- го карбоната, представленно- го кальцитом	Крупные зер- на пирита (0,6 мм)	Единичные зерна тяжелых минералов		

Глубина, м	Порода	Текстура	Структура	Примесь терри- генного мате- риала	Карбонатный материал	Прочие включения		Состав алевролитовой фракции, %	
						рудные	нерудные	легкие минералы	тяжелые минералы
305	Глина серая	Однородная	Пелитоморф- ная глина, трещиноватая, пористая	Зерна кварца, полевого шпата, слюды	Тонко распылен в породе, в по- родах и микро- трещинах отме- чена перекрис- таллизация карбонатов	Точечные зерна пири- та	Едничные зерна тяжелых минералов		
324,3	Доломит тем- но-серый	Однородная	Крупнозер- нистая	Незначительная примесь глинис- того материала	Скрытокристал- лический мате- риал, вдоль трещин пере- кристаллизация средне- и круп- нозернистых зерен кальцита		К порам при- урочены зерна ангидрита, ред- ки зерна тяже- лых минералов		
342	Глина карбо- натная	Слоистая, не- равномерное переслаивание глинистого и карбонатного материала	Пелитоморф- ная	Редкие зерна кварца, полево- го шпата, че- шуйки слюды	Скрытокристал- лический карбо- нат, едничны ромбоэдри до- ломита	Окисленный пирит	Редкие зерна тяжелых минера- лов, углистые включения		
379,7	Мергель тем- но-серый с топкими про- жилками кальцита	Однородная	Пелитоморфная	Редкие зерна кварца, поле- вых шпатов		В порах, микро- трещинах агре- гаты черного рудного минера- ла			
401	Глина свет- ло-серая	Однородная	Пелитоморфная, глинистое ве- щество микро- агрегатное, тонкочешуй- чатое	Тонкораздроб- ленные зерна кварца, поле- вого шпата			Бурые, красно- бурые чешуйки органического происхождения		
412	Глина темно- серая с мно- гочисленными прожилками гипса мощ- ностью 5-6 мм		Пелитоморфная, глинистое ве- щество тонко- чешуйчатое, микроагрегат- ное	Зерна кварца		Агрегаты пи- рита			
416	Глина темно- серая с белы- ми сульфатны- ми прослоями	Неоднород- ная, поро- да микро- трещино- ватая	Глинистое ве- щество тонко- чешуйчатое, микроагрегат- ное, сульфатно- карбонатные прослои средне- и крупнозер- нистые	Редкие зерна	Зерна и облом- ки карбонатов в сульфатных прослоях, в микротрещинах, карбонаты подверглись перекристал- лизации		Зерна ангидрита, слагающие наря- ду с кальцитом сульфатно-кар- бонатные прослои		
443	Глина темно- серая с про- слоями гема- тита	Неоднородная		Зерна кварца, полевого шпата	Карбонатный ма- териал чередует- ся с глинистым, представлен зер- нами доломита и кальцита	Бурые окислы железа в кар- бонатных слоях		Зерна доломита, частично пиритизирован- ные, сильно окрашены буры- ми окислами железа, иног- да замещены ими	
447	Глина темно- серая с вклю- чениями кар- бонатов	Однородная, порода микро- трещиноватая	Пелитоморфная, глинистое ве- щество тонко- чешуйчатое, микроагрегат- ное	Скопления алев- ролитовых час- тиц в порах, трещинах пред- ставлены квар- цем, полевыми шпатами	Включения зерен	Пиритизация, особенно ак- тивная в мес- тах скопления алевролитовых зерен. Пирит представлен агрегатами,	Углистые час- тицы тонко- распыленные		

Глубина, м	Порода	Текстура	Структура	Примесь терри- генного матери- ала	Карбонатный материал	Прочие включения		Состав алевролитовой фракции, %	
						рудные	нерудные	легкие минералы	тяжелые минералы
						зернами округ- лой формы			
454	Глина темно- серая карбо- натная	Неоднородная за счет раз- личной плот- ности глинис- того вещества и неравномерно- го распределе- ния пелитоморф- ного карбонат- ного материала	Пелитоморфная, участками алев- ролитовая, гли- нистое вещество тонкощущатое, микроагрегат- ное		В порах и трещи- нах зерна, ромбо- эдры кальцита размером 0,08- 0,1 мм, отдель- ные зерна час- тично растворе- ны	Мелкие агре- гаты пирита	Органическое вещество, не- равномерно распределе- ное в шлифе		
542,0	Аргиллит	Однородная с пятнами и раз- водами пере- кристаллизации глинистого ма- териала	Пелитоморфная, редки поры, микротрещины	Зерна кварца, полевого шпа- та, плагиокла- за, зерна тре- щиноватые	Агрегатные образования кар- бонатов, Еднич- ные, ромбоздры доломитов		Редкие зерна тяжелых мине- ралов, углистые включения		
570,0	Глина серая с прослоем известняка	Неоднородная, известняк средне-крупно- зернистый				Пиритизация известняка — агрегаты, гнезда, тои- кие прослой	Мелкие угли- стые включения		
577,0	Глина с гнез- дами и вклю- чениями бело- го вещества	Однородная	Пелитоморфная, микротрещино- ватая	Редкие алевро- литовые зерна			Реликты струк- туры соли		
654,0	Мергель тем- но-серый		Пелитоморфная, перекристалли- зация глинис- того вещества вдоль трещин			Мелкие включения черного руд- ного матери- ала	Вдоль трещин агрегатные обра- зования органи- ческого проис- хождения		

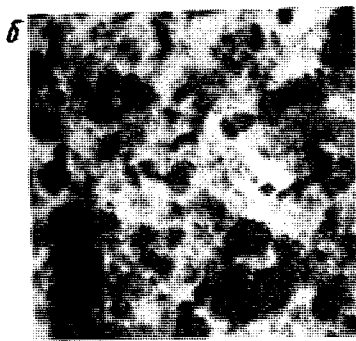
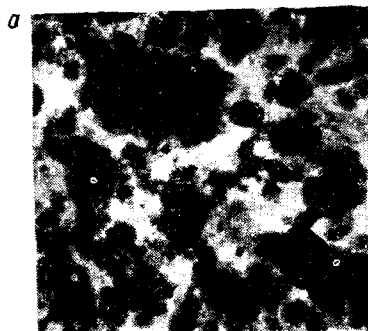


Рис.19. Электронно-микроскопические снимки (х9000) глины с глубины:

a — 515 м; *б* — 526 м; *в* — 542 м

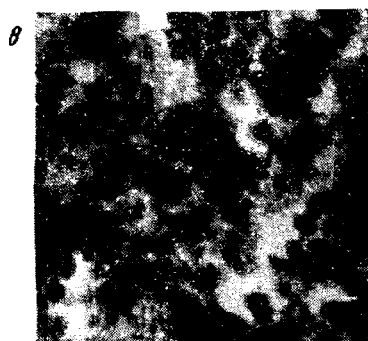
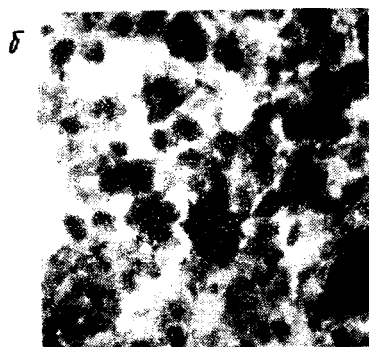
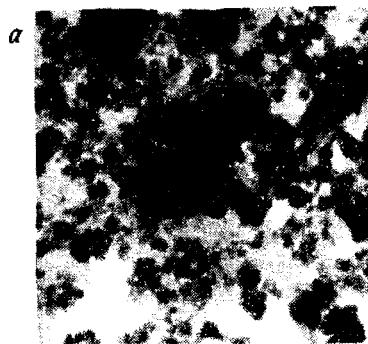


Рис.20. Электронно-микроскопические снимки (х9000) глины из шахтных стволов с глубины:

a — 412 м; *б* — 418 м; *в* — 423 м

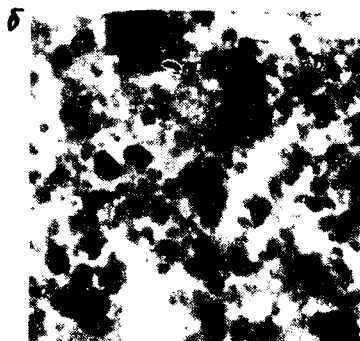
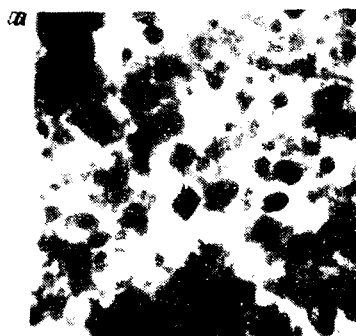


Рис.21. Электронно-микроскопические снимки (х9000) глин из шахтных стволов с глубины:
а — 465 м; б — 468 м; в — 502 м

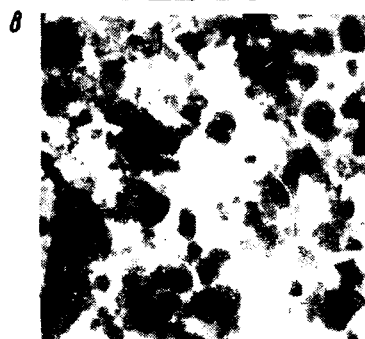
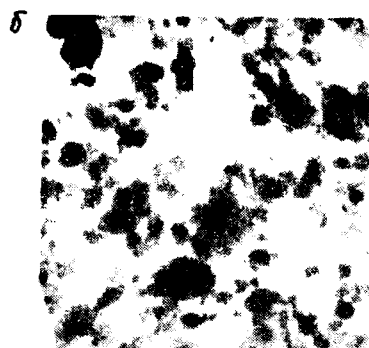
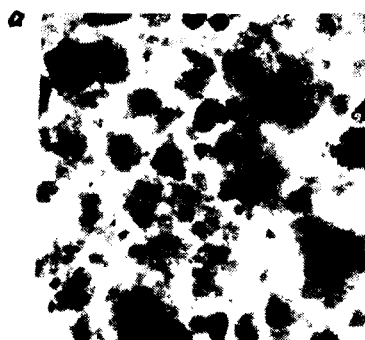


Рис.22. Электронно-микроскопические снимки (х9000) глин из шахтных стволов с глубины:
а — 201 м; б — 265 м; в — 276 м

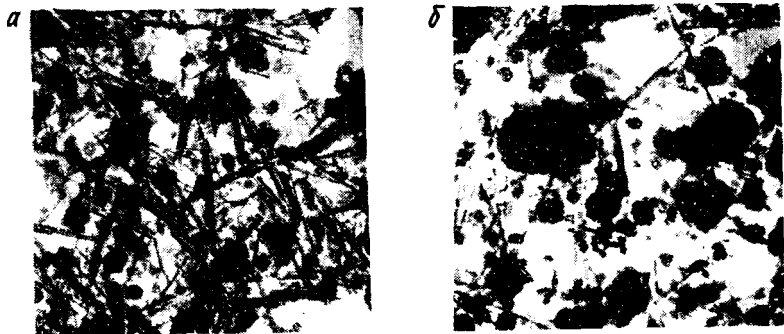


Рис.23. Электронно-микроскопические снимки (х9000) глин из шахтных стволов с глубины:

а — 171 м; б — 193 м

преобладанием гидрослюда и палыгорскита; в интервале 200—354 м гидрослюда представлена в виде тонкодисперсных пластинок неправильной изометрической и удлиненно-пластинчатой формы. Монтмориillonит образует хлопьевидные агрегатные скопления. В виде примеси отмечаются шестигранные пластинки каолинита.

В интервале глубин 454–546 м гидрослюда образует крупные полупрозрачные изометрические пластинки с резкими очертаниями. Часто отмечается гидрослюда с размытыми очертаниями, что обусловлено переходом ее в смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда — монтмориillonит. Монтмориillonит присутствует в виде комковатых образований с расплывчатыми очертаниями. Встречен каолинит обломочного происхождения в виде изометрических и псевдогексагональных форм. Кроме основных глинистых минералов — палыгорскита, гидрослюда, каолинита, монтмориillonита — на электронно-микроскопических снимках отмечаются непрозрачные ромбовидные частицы карбонатов, точечные и округлые образования органического вещества и пирита.

По данным рентгенометрического, термического и электронно-микроскопического анализов, исследуемые породы характеризуются сложной ассоциацией глинистых минералов. Преобладающими минералами являются гидрослюда, монтмориillonит, каолинит, палыгорскит, смешанно-слоистые минералы. В качестве примесей присутствуют хлорит, тонкодисперсный кальцит, кварц, гипс (рис.24–27).

ИОННО-СОЛЕВОЙ КОМПЛЕКС ПОРОД, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Мощная надсолевая толща исследуемой территории, представленная глинами, мергелями с прослоями гипсов, ангидритов, доломитов, известняков, свидетельствует об общем опреснении солеродного бассейна и увеличении привноса терригенного материала. Изучены все компоненты солевого состава пород. Твердая фаза изучалась минералого-петрографически, с помощью водных и солянокислых вытя-

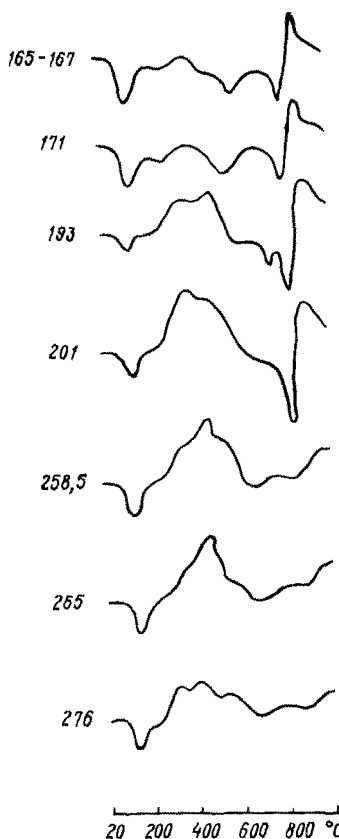


Рис.24. Термограммы фракции $<0,001$ мм глины из шахтных стволов 4-го рудоуправления. Цифры на кривых — глубина в м

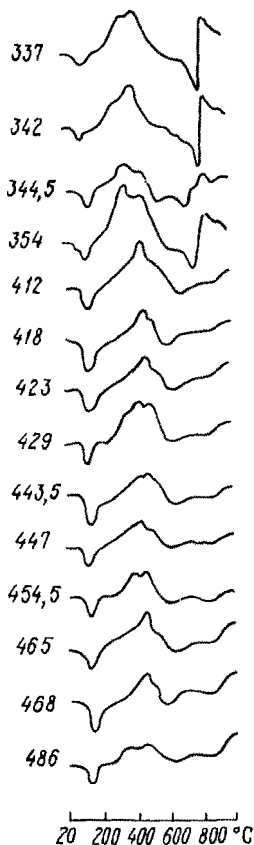


Рис. 25. Термограммы фракции $<0,001$ мм глины 3-го шахтного ствола 4-го рудоуправления. Цифры на кривых — глубина в м

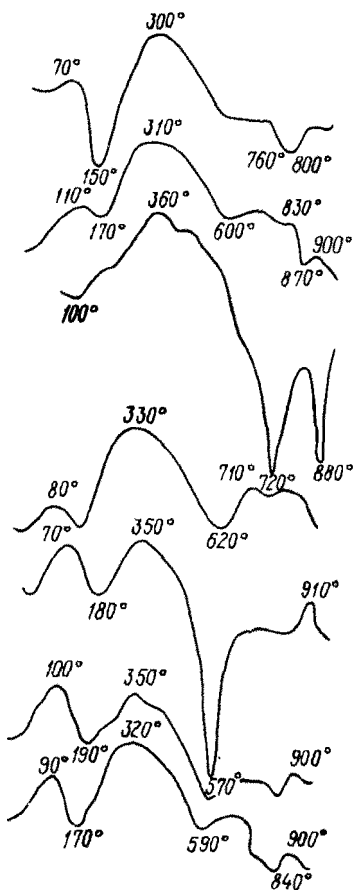


Рис. 26. Термограммы
фракции <0,001 м глин с
глубины 150—401 м (скв.
3-К)

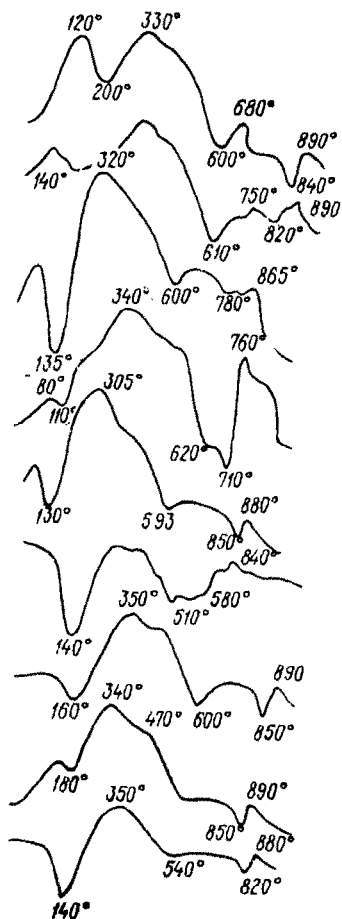


Рис. 27. Термограммы
фракции <0,001 мм глин с
глубины пород 448—469 м

Таблица 19

Химический состав водных вытяжек пород глинисто-мергелистой толщи
Старобинского месторождения (стволы 4-го рудоуправления)

Порода	Глубина, м	pH	Анионы мг/100 г; мг-экв						Катионы мг/100 г; мг-экв						
			HCO ₃		SO ₄		Cl	Ca		Mg		Na+ K	Σ		
Сланец глинистый	265,0	7,0	18,3	0,30	473,2	9,85	22,9	0,65	128,3	6,40	29,2	2,40	46,0	2,00	717,9
Глина карбонатная	276,0	7,05	24,4	0,40	548,9	11,43	112,2	3,16	142,3	7,10	35,3	2,90	114,8	4,99	977,9
Глина	258,5	7,85	24,4	0,40	244,4	5,09	81,2	2,29	22,0	1,10	20,1	1,65	115,7	5,03	508,7
Глина с прослойками гипса	412,0	6,90	18,3	0,30	1350,5	28,12	2347,5	66,19	458,9	22,90	35,3	2,90	1582,6	68,81	5793,1
Глина с сульфатно-карбонатными прослойками	418,0	7,30	12,2	0,20	1148,9	23,95	1482,6	41,81	376,0	18,80	21,9	1,80	1043,3	45,36	4085,7
Глина	433,0	6,80	12,2	0,20	1288,8	26,83	2285,7	64,46	436,9	21,80	41,4	3,40	1524,7	66,29	5589,7
	429,0	7,40	12,2	0,20	1266,6	26,37	2232,7	62,96	410,8	20,5	35,5	3,0	1518,7	66,03	5477,7
Глина с гематитовыми прослойками	443,5	7,85	18,3	0,30	748,9	15,59	1976,8	55,75	248,5	12,40	18,3	1,50	1328,0	57,74	4338,8
Глина	447,0	7,50	18,3	0,30	1190,1	24,78	1999,7	56,39	422,8	21,10	40,2	3,30	1312,6	57,07	4983,7
	454,5	8,10	24,4	0,40	1235,5	25,72	2012,1	56,74	440,9	22,0	29,2	2,40	1344,6	58,46	5086,5
	465,0	7,6	24,9	0,41	212,7	4,43	1558,3	43,94	57,3	2,86	21,2	1,74	1016,1	44,18	2890,5
	468,0	7,3	25,9	0,42	936,9	19,49	3180,5	89,67	278,3	13,89	29,0	2,39	2145,9	93,30	6596,5
	486,0	7,3	22,9	0,38	541,8	11,28	3048,8	85,98	173,8	8,67	23,5	1,93	2001,9	87,04	5912,7
	502,0	7,0	25,0	0,41	1342,1	27,94	1848,9	52,14	505,43	25,22	28,7	2,36	1216,9	52,91	4966,9
	510,0	7,0	22,7	0,37	1297,8	27,02	2251,1	63,59	447,6	22,33	24,0	1,97	1533,6	66,68	5580,3
	515,0	6,8	18,4	0,30	1347,4	28,05	2177,6	61,41	502,7	25,10	26,1	2,15	1437,7	62,51	5509,8
	526,0	7,0	18,8	0,31	1328,7	27,66	2179,4	61,46	429,8	24,59	30,0	2,47	1434,5	62,37	5483,2
	542,0	7,3	19,8	0,32	1421,9	29,60	4239,2	119,55	495,4	24,77	40,1	3,30	2793,3	121,45	9009,7
	546,0	7,3	18,7	0,31	2143,9	44,63	16144,2	455,27	890,9	44,45	27,4	2,25	10430,7	453,51	29655,8

Таблица 20

Химический состав солянокислых вытяжек пород Старобинского месторождения
(4-е рудоуправление), %

Порода	Глубина, м	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Потеря при прока- ливании	Н.о.	Вода гигро- скопическая
Сланец глинистый	265,0	0,64	1,31	1,45	25,21	1,06	0,71	30,59	35,76	1,65
Глина карбоатная	276,0	0,40	0,92	2,12	24,74	1,63	0,76	30,61	35,14	1,25
Глина	258,5	0,45	2,08	4,08	23,29	2,31	1,64	20,98	41,47	2,31
Глина с прослойками гипса	412,0	0,33	2,04	5,10	16,76	0,33	5,61	17,81	48,23	2,99
Глина с сульфатно- карбонатными прослойками	418,0	0,42	2,11	8,26	20,80	1,66	10,03	16,69	36,17	3,34
Глина	423,0	0,23	2,32	4,22	18,35	2,74	3,39	19,23	45,67	2,92
	429,0	0,21	2,82	5,76	6,13	1,50	6,17	11,04	63,10	3,12
Глина с гематитовыми прослойками	443,5	0,36	3,13	6,43	11,64	4,99	2,16	19,82	48,23	4,74
Глина	447,0	0,32	2,14	2,63	28,32	1,37	2,26	25,92	35,02	2,38
	454,5	0,33	2,76	6,02	16,67	6,33	4,26	23,34	38,00	3,16
	465,0	0,58	1,21	3,95	21,09	9,60	0,26	33,45	28,49	2,14
	468,0	0,82	1,63	4,08	10,94	1,92	1,62	15,10	58,93	5,52
	486,0	0,71	1,23	1,95	8,90	1,60	0,93	13,38	67,61	4,30
	502,0	0,57	1,35	1,57	13,62	1,57	17,09	5,80	55,58	2,47
	510,0	0,87	1,72	2,20	16,55	3,36	6,36	16,67	49,28	3,74
	515,0	0,79	1,46	2,27	18,60	1,12	9,59	14,54	48,21	2,34
	526,0	0,52	1,42	2,19	15,12	1,62	17,20	8,81	50,86	2,89
	542,0	0,81	1,76	5,64	7,59	3,93	4,08	11,92	59,57	7,57
	546,0	0,71	1,59	2,10	12,33	3,75	6,52	26,65	32,73	2,13

Таблица 21

Емкость поглощения и состав поглощенных катионов
пород из стволов 4-го рудоуправления (мг-экв на
100 г породы)

Порода	Глубина, м	Ca	Mg	Na	K	Емкость по- глощения
Глина	258,5	9,22	11,45	1,48	5,29	28,18
Сланец глинистый	265,0	6,13	7,09	1,17	1,89	19,36
Глина с прослой- ками гипса	412,0	7,36	5,86	1,17	1,80	18,40
Глина с сульфатно- карбонатными про- слойками	418,0	6,75	0,93	2,99	3,16	18,42
Глина с гематито- выми прослойками	443,5	5,51	8,94	2,23	3,15	20,33
Глина с прослой- ками доломита	447,0	4,29	4,01	1,32	1,66	12,61
Глина	454,5	5,52	4,01	0,87	1,52	11,62
Глина плитчатая	501,0	6,13	9,25	1,32	1,61	18,39
Глина с доломитом	503,0	6,75	5,25	1,21	1,47	15,51
Глина с сульфатны- ми прослойками	510,0	7,97	5,24	2,17	2,09	19,37
Глина с прослой- ками доломита	515,0	6,74	5,86	1,59	1,91	18,39
Доломит	526,0	3,68	11,43	1,17	2,09	19,36

жек, определения емкости поглощения и обменного комплекса пород. В табл. 19,20 приведены данные химического состава водных и солянокислых вытяжек исследуемых пород, которые характеризуют легкорастворимую часть ионно-солевого комплекса пород. Данные водных вытяжек позволяют разделить глинисто-мергелистую толщу верхнего девона на верхнюю — более промытую и нижнюю — менее промытую. В верхней части засоленность пород в пересчете на 100 г породы составляет 0,5–0,9%, а в нижней — до 10%. Емкость поглощения и состав обменных катионов приведены в табл.21. Емкость поглощения пород колеблется от 11,6 до 28,1 мг-экв на 100 г породы. Состав обменных катионов отражает степень выщелоченности пород. Наиболее подвижным катионом при сдвиге адсорбционного равновесия в процессе выщелачивания являются катионы Ca и Na и менее подвижными оказываются Mg и K. Данные по обменному комплексу показывают, что, несмотря на то что породы сильно уплотнены, литифицированы, значительно обезвожены, все они обладают достаточной реакционной способностью и при выщелачивании в них проявляются процессы катионного обмена.

Химический состав поровых растворов приведен в табл. 22–24. Минерализация поровых растворов колеблется от 1,6 до 355 г/л. На рис. 28 показано изменение содержания ионов с глубиной по разрезу пород 4-го рудоуправления. Содержание Cl-иона колеблется от 44,4 до 6018,5 мг-экв на литр и находится в прямой зависимости от минерализации. Отмечается пониженное содержание его в интервале глубин 260–300 м, затем с глубиной концентрация

Химический состав поровых растворов
(4-го рудоуправления)

Таблица 22

Порода	Глубина, м	pH	Минерализа- ция, мг/л	Форма выражения анализа	Анионы					Катионы			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	J	Na	K	Ca	Mg
Глина	160	7,05	13706,29	мг/л	3922,38	5603,5	91,50	Не обн.	Не обн.	2548,17	145,69	1022,78	372,27
				мг-экв	112,06	116,74	1,50			110,79	37,35	51,139	31,02
				%-экв	48,65	50,69	0,66			48,10	16,22	22,21	13,47
	180	7,27	7215,64	мг/л	3446,94	1200,20	97,60	"	"	1092,04	202,35	804,44	372,27
				мг-экв	98,48	25,00	1,60			47,48	5,16	40,22	31,02
				%-экв	78,73	19,98	1,28			37,94	4,12	32,16	24,80
	258,5	7,60	10251,75	мг/л	4466,77	2089,49	165,34	23,92	"	1930,39	194,84	607,47	774,53
				мг-экв	127,59	43,53	2,71			83,93	4,39	30,37	54,54
				%-экв	73,40	25,04	1,56			48,28	2,87	17,47	31,38
Сланец глинистый	265,0	4,10	23239,57	мг/л	3224,20	13832,64	Не обн.	Не обн.	"	3062,68	50,18	298,87	2771,00
				мг-экв	92,12	288,18				133,16	1,29	14,94	230,91
				%-экв	24,22	75,78				35,01	0,34	3,93	60,72
Мергель	268,0	3,45	29694,41	мг/л	14857,50	3698,31	Не обн.	"	"	8348,50	1219,1	655,04	896,22
				мг-экв	424,50	77,04				362,98	31,13	32,75	74,68
				%-экв	84,64	15,36				72,37	6,21	6,53	14,89
Глина серая	273,5	6,35	30226,04	мг/л	18255,00	343,05	366,0	"	4,24	8514,83	783,63	575,22	1388,04
				мг-экв	521,58	7,15	6,0			370,21	20,09	28,76	115,67
				%-экв	97,54	1,34	1,12			69,23	3,76	3,38	21,63
Доломит	276,0	8,0	14464,81	мг/л	8423,38	480,30	427,00	79,8	-	2663,86	783,63	533,79	1152,85
				мг-экв	240,67	10,01	7,00	0,99		115,82	20,09	26,69	96,07
				%-экв	93,04	3,87	2,71	0,38		44,77	7,77	10,32	37,14
Глина	287,4	6,85	11353,34	мг/л	2503,90	5403,37	305,00	Не обн.	10,50	1267,30	37,23	597,74	1238,8
				мг-экв	71,54	112,57	5,00			55,10	0,95	29,89	103,17
				%-экв	37,83	59,53	2,64			29,14	0,50	15,81	54,55
	292,0	7,12	15562,94	мг/л	4973,50	5447,59	463,60	Не обн.	8,46	2020,78	43,71	620,76	1793,00
				мг-экв	142,10	119,74	7,60			87,86	1,12	31,04	149,42
				%-экв	52,74	44,44	2,82			32,60	0,42	11,52	55,46
	395,00	6,85	9752,57	мг/л	2503,90	3890,43	268,90	Не обн.	-	1962,13	40,47	597,74	489,00
Глина плитчатая	502,0	2,80	97345,14	мг/л	57001,02	1200,75	"	53,20	-	34957,01	1532,95	626,43	1073,78
				мг-экв	1654,31	25,01		0,66		1519,87	39,31	31,22	89,48
				%-экв	98,47	1,49		0,04		90,47	2,34	1,86	5,33
Глина с про- слоями суль- фатных пород	510,0	5,05	252126,37	мг/л	151828,83	818,57	101,87	532,00	Не обн.	94972,52	1448,50	1503,24	1452,87
				мг-экв	4337,96	17,05	1,67	6,73		4129,24	37,14	75,96	121,07
				%-экв	99,42	0,39	0,04	0,15		94,60	0,85	1,71	2,77
Глина	515,0	2,40	252573,50	мг/л	150357,90	2241,40	Не обн.	577,22	"	93628,75	2644,04	1472,00	1651,20
				мг-экв	4295,94	46,69		7,22		70,86	67,79	73,60	137,60
				%-экв	98,76	1,07		0,16		93,59	1,56	1,69	3,16
Глина слоистая	526,0	3,90	247405,55	мг/л	149068,11	943,44	"	183,50	2,64	90172,88	3077,95	1453,31	2506,64
				мг-экв	4259,08	19,65		2,29		3920,56	78,82	72,66	208,88
				%-экв	95,54	4,41		0,51		54,55	1,77	1,63	46,85
Глина	542,0	5,57	220275,88	мг/л	148906,32	943,44	36,60	184,87	2,22	90634,03	2947,81	1860,02	201402
				мг-экв	4254,46	19,65	0,60	2,31		3940,61	75,58	93,00	167,83
				%-экв	99,47	0,47	0,01	0,05		92,13	1,77	2,17	3,93
	546,0	6,16	355389,08	мг/л	210649,23	686,11	122,00	232,75	-	126344,29	14685,06	163445	1035,09
				мг-экв	6018,55	14,29	2,00	2,91		5493,23	376,54	81,73	86,25
				%-экв	99,68	0,24	0,03	0,05		90,98	6,24	1,35	1,43
	574,0	6,40	318719,10	мг/л	202340,37	675,42	366,00	3930,16	4,24	7218,32	7059,20	82172,06	14957,58
				мг-экв	5781,25	14,07	6,00	49,19		313,85	181,01	4108,60	1246,96
				%-экв	98,82	0,24	0,10	0,84		5,36	3,09	70,23	21,32
	576,0	5,57	324827,0	мг/л	188062,97	1029,21	130,20	3285,10	4,42	5162,58	7922,85	81720,68	10877,73
				мг-экв	5373,22	21,44	21,34	4,11		224,46	203,15	4086,03	906,47
				%-экв	99,13	0,40	0,39	0,08		4,14	3,75	75,39	16,72
Внутрисоле- вые прослои глины	577,5	5,8	359574,72	мг/л	207718,74	20000,0	610,0	1330,0	0,1057	14587,52	8768,76	104652,0	3237,7
				мг-экв	5934,82	416,67	10,0			634,24	224,84	5232,6	269,81
				%-экв	93,29	6,55	0,16			9,98	3,53	82,25	4,24
	586,5	5,65	328626,75	мг/л	203851,49	686,11	366,00	4196,15	6,36	12625,16	19495,16	73062,88	14342,39
				мг-экв	5824,32	14,29	6,00	52,52		548,92	499,88	3653,14	1195,19
				%-экв	98,77	0,25	0,10	0,88		9,31	8,47	61,95	20,27

Примечание. CO₃ в растворах не обнаружено.

Продолжение табл. 22

Порода	Глубина, м	рН	Минерализа- ция, мг/л	Форма выраже- ния ана- лиза	Анионы					Катионы			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	J	Na	K	Ca	Mg
Глина	395,0	6,85	9752,57	мг-экв	71,54	81,05	4,40			85,31	1,04	29,89	40,75
				%-экв	45,57	51,63	2,80			54,34	0,66	19,04	25,96
Глина	342,0	7,70	12360,40	мг/л	5962,87	1984,32	167,28	31,92	Не обн.	2192,52	374,60	831,00	815,89
				мг-экв	170,36	41,34	2,78			95,33	9,61	41,55	67,99
				%-экв	79,43	19,28	1,29			44,45	4,48	19,37	31,70
	354,0	3,00	12495,17	мг/л	6035,83	2626,04	Не обн.	37,24	-	927,59	610,71	900,00	1395,0
				мг-экв	162,46	54,72				40,33	15,60	45,00	116,25
				%-экв	74,81	25,19				18,57	7,18	20,72	53,53
Глина с гипсом	412,0	3,60	230775,14	мг/л	134075,28	5657,10	"	575,89	-	84858,96	2921,38	973,38	1713,15
				мг-экв	3830,72	117,85		7,29		3689,52	74,91	48,67	142,76
				%-экв	96,84	2,98		0,18		93,27	1,89	1,23	3,61
Глина	429,0	3,47	259102,44	мг/л	154961,39	600,37	"	159,60	Не обн.	95323,73	4986,45	2588,89	482,01
				мг-экв	4427,47	12,51		1,99		4144,51	127,86	129,44	40,16
				%-экв	99,67	0,28		0,05		93,30	2,88	2,91	0,91
Глина с доло- митовыми грослойками	443,5	5,52	246302,13	мг/л	148384,08	411,68	61,00	350,50	14,10	90056,73	3295,58	1751,56	1991,00
				мг-экв	4239,54	8,58	1,00	4,39		3915,51	84,50	87,58	165,92
				%-экв	99,67	0,20	0,03	0,10		92,05	1,99	2,06	3,90
Глина доломитовая	454,5	5,60	201823,84	мг/л	121517,37	768,48	61,00	194,18	2,64	73483,39	2353,55	1525,58	1917,65
				мг-экв	3471,92	16,01	1,00	2,43		3194,93	60,35	76,28	159,80
				%-экв	99,44	0,46	0,03	0,07		91,51	1,73	2,18	4,58
Доломит	466,0	7,70	10259,59	мг/л	5717,78	848,75	258,52	Не обн.	0,277	1888,53	53,14	678,57	814,29
				мг-экв	163,36	17,68	4,20			82,11	1,36	33,92	67,85
				%-экв	88,19	9,54	2,27			63,84	0,48	11,89	23,79
Глина	468,0	3,10	251071,48	мг/л	151762,34	686,11	Не обн.	388,50	4,24	90516,96	3077,95	1380,43	3259,19
				мг-экв	4336,10	14,29		4,86		3935,52	78,92	69,22	271,59
				%-экв	99,56	0,33		0,11		90,36	1,81	1,59	6,24
Глина	480,0	2,10	215151,25	мг/л	129662,89	600,37	Не обн.	231,42	6,36	79570,11	2222,38	1055,36	1808,86
				мг-экв	3704,65	12,51		2,89		3459,57	56,98	52,76	150,74
				%-экв	99,59	0,34		0,07		93,00	1,53	1,42	405

Таблица 23

Химический состав поровых растворов (скв. 396)

Порода	Глубина, м	pH	Общая минера- лизация, мг/л	Форма выраже- ния ана- лиза	Анионы					Катионы			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	J	Na	K	Ca	Mg
Глина карбонатная	143,0	7,58	15254,18	мг/л	8463,28	675,42	378,42	9,31	2,12	2688,93	1398,0	804,48	835,56
				мг-экв	241,81	14,07	6,20	0,12		116,91	35,86	40,22	69,21
				%-экв	92,22	5,37	2,36	0,05		44,59	13,68	15,34	26,39
	178,2	4,01	13143,65	мг/л	219,52	9604,08	610,0	-		112,05		480,0	1728,0
				мг-экв	6,27	200,08	10,0			48,35		24,0	144,0
				%-экв	2,89	92,48	4,63			22,35		16,09	66,56
Глина пестроцветная	228,0	7,55	13229,4	мг/л	573,92	7200,0	671,0	-	-	2057,58	254,9	380,0	1092,0
				мг-экв	44,97	150,0	11,0			89,46	6,51	19,0	91,0
				%-экв	21,83	72,82	5,35			43,43	3,16	9,23	44,18
Мергель	252,7	4,27	224889,94	мг/л	134341,66	1921,2	61,0	221,66	4,23	83446,55	2353,55	543,4	2001,24
				мг-экв	3838,33	40,03	1,0	2,77		3627,84	60,35	27,17	166,77
				%-экв	98,84	1,03	0,02	0,07		93,46	1,55	0,69	4,29
Глина карбонатная	292,8	6,6	22252,3	мг/л	9627,66	5187,24	100,1	-	-	3436,66	857,46	1889,28	1152,0
				мг-экв	275,07	108,08	3,29			149,42	21,98	157,44	57,60
				%-экв	71,18	27,97	0,85			38,61	5,69	40,74	14,90
	339,8	7,46	288545,46	мг/л	171902,89	1200,75	512,4	70,49	2,12	98330,75	11790,9	796,26	3941,02
				мг-экв	4911,51	25,02	8,4	0,88		4275,25	302,33	39,81	328,42
				%-экв	99,31	0,50	0,17	0,02		86,44	6,12	0,80	6,64
Глина песчанистая	405,6	7,1	241994,34	мг/л	130603,28	4469,04	163,4	581,87	He обн.	80255,28	1555,93	2611,53	1754,01
				мг-экв	3731,52	93,1	2,68	7,26		3489,36	39,89	217,63	87,70
				%-экв	97,31	2,43	0,07	0,19		90,99	1,04	5,67	2,29
Глина доломитовая	499,5	5,95	269671,15	мг/л	168435,03	1320,82	366,0	1831,41	6,35	36529,52	5283,6	45407,27	10497,5
				мг-экв	4812,43	27,52	6,0	22,92		1588,24	135,48	2270,36	874,79
				%-экв	98,84	0,57	0,12	0,47		32,62	2,78	46,63	17,97
Глина карбонатная	547,3	5,52	269034,65	мг/л	171902,89	771,91	366,0	2620,1	2,12	10149,9	7922,85	58605,31	16695,69
				мг-экв	4911,15	16,08	6,0	32,79		441,3	203,15	2930,26	1391,31
				%-экв	99,00	0,32	0,01	0,66		8,79	4,09	59,07	28,05
Глина доломитовая	604,5	5,85	263132,2	мг/л	167347,07	1029,2	244,0	-	-	19889,48	5895,45	58091,41	10635,59
				мг-экв	4781,34	21,44	4,0			864,76	151,16	2904,57	886,29
				%-экв	99,45	0,47	0,08			17,99	3,44	60,43	18,44

Примечание. CO₃²⁻ в растворах не обнаружено

Химический состав поровых растворов Старобинского месторождения
калийных солей

Таблица 24

Сква- жина	Интервал глубин, м	pH	Минерализация, мг/л	Форма выраже- ния ана- лиза	Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	Na	K	Ca	Mg
9	142-145,3	3,3	19880,95	мг/л мг-экв %-экв	3812,4 108,93 33,36	10446,24 217,63 66,64	He обн. " "	He обн. " "	1726,0 75,0 22,97	312,0 8,0 2,45	1656,48 82,82 25,36	1928,83 160,74 49,22
9	178-183	6,75	17517,47	мг/л мг-экв %-экв	2947,84 84,22 29,04	9696,96 202,02 69,65	231,8 3,8 1,32	" " "	1771,0 77,0 26,55	117,0 3,0 1,03	631,04 31,55 10,88	2141,83 178,49 61,54
12	247,5-250,4	6,75	34343,58	мг/л мг-экв %-экв	10075,84 287,88 52,26	12480,0 260,0 47,20	173,0 3,0 0,54	17,29	9798,0 426,0 77,33	117,0 3,0 0,54	567,94 28,40 5,16	1121,8 93,48 16,97
12	261,4-267,2	7,1	48683,26	мг/л мг-экв %-экв	17047,29 487,07 61,77	14326,56 298,47 37,85	183,0 3,0 0,83	35,91	14376,0 625,0 79,26	702,0 18,0 2,28	757,25 37,86 4,80	1292,16 107,68 13,66
12	309-312,5	6,25	261214,93	мг/л мг-экв %-экв	152499,0 4357,11 97,69	4896,0 102,0 2,29	61,0 1,0 0,02	246,05	94907,89 4126,43 92,52	5538,0 142,0 3,18	2532,04 126,6 2,84	781,0 65,08 1,46
12	331,2-335	2,	411801,12	мг/л мг-экв %-экв	245088,0 6882,8 98,85	3840,0 80,0 1,15	He обн. " "	356,77	150199,43 6530,41 93,80	5265,0 135,0 1,94	2177,09 181,42 2,60	1391,6 115,97 1,66
12	343-350	4,4	285520,8	мг/л мг-экв %-экв	168838,0 4823,94 98,17	1424,16 29,67 1,83	" " "	445,55	104023,7 4522,77 92,04	5265,0 135,0 2,75	1810,3 90,52 3,07	1263,8 105,32 2,14
19	105-109,6	6,16	7882,39	мг/л мг-экв %-экв	1416,06 40,46 32,30	3925,92 81,79 65,30	183,0 3,0 2,40	He обн. " "	575,0 25,0 19,96	195,0 5,0 3,99	1112,21 55,61 44,40	475,7 39,64 31,65
19	118,5-123	6,5	8751,56	мг/л мг-экв %-экв	1447,0 41,34 29,80	4492,8 93,6 67,46	231,8 3,8 2,74	He обн. " "	920,0 40,0 28,83	117,0 3,0 3,16	982,06 49,0 35,32	560,9 46,74 33,69
19	132,6-137	3,6	13720,18	мг/л мг-экв %-экв	2423,6 69,25 30,54	7560,48 157,51 69,46	He обн. " "	" " "	1265,0 55,0 24,25	136,5 3,5 1,55	788,8 39,44 17,39	1545,8 128,82 56,81
19	192-196,2	4,0	15868,55	мг/л мг-экв %-экв	2559,81 73,14 28,20	8939,52 186,24 71,80	He обн. " "	He обн. " "	1610,0 70,0 26,99	156,0 4,0 1,54	946,56 47,32 18,24	1656,66 138,06 53,23
19	211,6	3,45	11031,56	мг/л мг-экв %-экв	2157,4 61,64 33,38	5904,0 123,0 66,62	" " "	" " "	916,32 39,84 21,58	156,0 4,0 2,17	520,6 26,03 14,10	1377,24 114,77 62,15
19	235,8	6,95	22750,38	мг/л мг-экв %-экв	4735,5 135,3 38,044	10560,0 220,0 61,860	20,74 0,34 0,096	" " "	5214,1 226,7 63,74	507,0 13,0 3,66	804,4 40,22 11,31	908,64 75,72 21,29
19	250,7	4,6	27236,76	мг/л мг-экв %-экв	1841,0 52,6 12,74	17280,0 360,0 87,26	He обн. " "	" " "	4808,84 209,08 50,67	647,4 16,6 4,02	1041,2 52,06 12,62	1618,32 134,86 32,69
19	293,5	7,2	56325,35	мг/л мг-экв %-экв	20734,0 592,4 64,91	15360,0 320,0 35,06	18,3 0,3 0,03	" " "	17256,21 750,27 82,20	936,0 24,0 2,63	899,2 44,96 4,93	1121,64 93,47 10,24
19	307,8	6,9	332335,43	мг/л мг-экв %-экв	185500,0 5300,0 93,639	17280,0 360,0 6,360	3,66 0,06 0,001	" " "	122191,41 5312,67 93,86	3120,0 80,0 1,41	2579,2 128,96 2,28	1661,16 138,43 2,45
19	315,0	6,85	286183,83	мг/л мг-экв %-экв	157500,0 4500,0 92,591	17280,0 360,0 7,408	3,66 0,06 0,001	" " "	104536,61 4545,07 93,52	2964,0 76,0 1,56	2579,2 128,96 2,65	1320,36 110,03 2,27
19	331,2	6,85	240164,42	мг/л мг-экв %-экв	129710,0 3706,0 91,1456	17280,0 360,0 8,8539	1,22 0,02 0,0005	" " "	88014,56 3826,72 94,11	1950,0 50,0 1,23	2342,6 117,13 2,88	866,04 72,17 1,78
19	347,8	-	251262,42	мг/л мг-экв %-экв	148004,5 4228,7 95,80	8880,0 185,0 4,19	- " "	" " "	97409,6 4235,2 95,95	3900,0 100,0 2,27	295,8 14,79 0,33	764,52 63,71 1,44
19	367,0	2,9	318191,16	мг/л мг-экв %-экв	182315,0 5209,0 95,60	11520,0 240,0 4,40	He обн. " "	" " "	117704,8 5117,6 93,92	2496,0 64,0 1,17	2366,4 118,32 2,17	1788,96 149,08 2,74
19	380,0	6,2	271219,24	мг/л мг-экв %-экв	152852,0 4367,2 94,3802	12480,0 260,0 5,6189	2,44 0,04 0,0009	" " "	100432,72 4366,64 94,37	1950,0 50,0 1,08	2437,2 121,86 2,63	1064,88 88,74 1,92

Cl -иона плавно повышается. Содержание HCO_3 -иона крайне незначительное, колеблется от 0 до 7,6 мг-экв на литр и не проявляет четкой зависимости от минерализации.

SO_4 -ион содержится в количествах от 6,0 до 288,2 мг-экв на литр. В распределении его по разрезу характерно резкое понижение содержания в интервале глубин 260–300 м, затем незначительное повышение, после чего наблюдается плавный спад.

Распределение катионов с глубиной часто обусловлено характером изменений соответствующих анионов. Так, кальций до глубины 360 м повторяет кривую распределения Cl -иона, а с глубины 360 м аналогичен распределению SO_4 -иона. Содержание кальция варьирует от 14,9 до 930 мг-экв. Магний испытывает аналогичное кальцию распределение на глубину. Содержание его колеблется

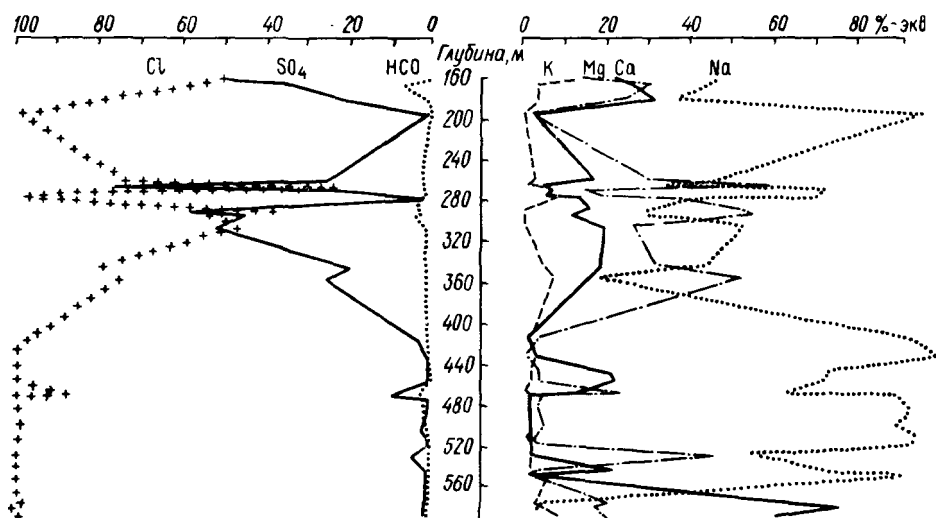


Рис.28. Распределение ионов порового раствора в зависимости от глубины залегания пород

от 23,2 до 230,9 мг-экв.

Na-ион содержится в количествах от 33,5 до 5493,2 мг-экв. Распределение его на глубину аналогично Cl -иону. В интервале глубин 260–360 м он испытывает значительные колебания в содержании, глубже по мере роста минерализации концентрация натрия возрастает, а с глубины 580 м резко падает. Содержание K-иона колеблется от 0,4 до 499,8 мг-экв и не проявляет ясно выраженной закономерности в распределении с глубиной и в зависимости от изменения минерализации раствора.

Распределение катионов и анионов с глубиной характеризует гидрохимическую зональность поровых растворов. Резко изменяется содержание ионов и катионов в интервале глубин 260–360 м, что свидетельствует о фациальном изменении в осадконакоплении.

Особое значение имеет изучение рассолов и всех водопроявлений на шахтных стволах и сопоставление их с химическим составом поровых растворов. Различают рассолы древних морских бассейнов седиментации, рассолы выщелачивания и конденсационные воды. По-

Таблица 25

Химический состав рассолов по скважинам 4-го рудоуправления
Старобинского месторождения солей

Сква- жина, ствол	Глубина, м	pH	Минерализа- ция, мг/л	Форма выраже- ния, ана- лиза	Анионы					Катионы			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	J	Na	K	Ca	Mg
Скв. 6	413,0	6,85	254571,37	мг/л	140404,26	7357,31	77,74	199,50	Не обн.	91259,63		1736,63	1373,88
				мг-экв	4011,55	153,28	1,27			3967,81		86,83	111,46
				%-экв	96,29	3,68	0,03			95,21		2,08	2,68
Ствол 3	422,0	7,1	218391,01	мг/л	130403,5	1315,625	24,57	193,079	7,29	81124,19	2591,579	2106,256	624,93
				мг-экв	3725,81	27,41	0,40	2,41	0,06	3532,26	66,45	105,31	52,07
				%-экв	99,193	0,729	0,011	0,065	0,002	94,04	1,77	2,81	1,38
Ствол 3	427,0	6,55	243448,94	мг/л	145402,0	1276,8	46,28	193,37	8,56	90258,44	3170,729	2373,6	719,16
				мг-экв	4154,34	26,60	0,76	2,42	0,07	3924,28	81,30	118,68	59,93
				%-экв	99,286	0,636	0,018	0,058	0,002	93,78	1,95	2,84	1,43
Скв. 4, ствол 3	437,6	6,36	245256,00	мг/л	146455,70	1575,07	30,87	206,78	8,00	91688,35	2320,337	2192,518	778,14
				мг-экв	4184,44	32,81	0,51	2,58	0,06	3986,45	59,49	109,62	64,84
				%-экв	99,160	0,777	0,001	0,061	0,001	94,46	1,41	2,59	1,54
Скв. 8, ствол 3	452,7	7,00	308230,74	мг/л	181346,47	5537,50	26,84	132,11	4,202	114603,02	2481,93	2685,04	1417,83
				мг-экв	5181,33	115,36	0,44	1,65		4982,74	63,64	134,25	118,15
				%-экв	97,78	2,18	0,008	0,031		94,04	1,20	2,53	2,23
Скв. 9, ствол 3	472,5	6,45	305433,89	мг/л	180054,57	5153,36	25,78	133,96	Не обн.	114020,89	2053,32	2665,91	1326,10
				мг-экв	5144,42	107,36	0,42	1,66		4957,43	52,65	133,29	110,51
				%-экв	97,92	2,04	0,008	0,031		94,36	1,00	2,54	2,10
Скв. 9	472,5	5,70	305168,56	мг/л	178223,81	7729,78	3,75	771,40	"	115218,04		2668,41	1323,77
				мг-экв	5092,11	161,04	0,06			5009,48		139,42	110,31
				%-экв	96,93	3,07	0,01			95,36		2,54	2,10
Скв. 11	512,0	7,7	310597,69	мг/л	181669,29	7446,64	51,63	133,00	"	117390,85		2819,06	1120,22
				мг-экв	5190,55	155,130	0,85			5103,95		140,90	101,68
				%-экв	97,08	2,90	0,02			95,46		2,66	1,90
Скв. 1	513,50	10,80	51556,39	мг/л	27922,00	968,48	1547,00	27,30	3,59	18278,50	1331,154	753,36	11,77
				мг-экв	797,77	20,18	25,36	0,34	0,03	799,72	34,13	37,59	0,98
				%-экв	91,97	2,326	2,923	0,039	0,003	91,619	3,935	4,333	0,113

следние образуются в результате разницы температуры воздуха на поверхности земли и в шахтах /13,26/. Часто среди рассолопроявлений очень трудно отделить маточные рассолы от рассолов выщелачивания и конденсационной влаги. Для правильной геологической интерпретации всех водопроявлений в шахтных стволах были отобраны и исследованы рассолы из трещин при бурении шпуров, а также растворы, полученные из специально пробуренных в стенках стволов 15-метровых скважин. В табл. 25 приведен химический состав всех водопроявлений в шахтных стволах. Спорадически встречающиеся рассолы хлоридно-натриевого состава имеют минерализацию от 245,2 до 309 г/л. Химический состав рассолов определяется в основном составом рапы солеродного бассейна, в котором шло накопление осадков, а также последующей метаморфизацией рассолов при диагенетическом преобразовании вмещающих соленосных толщ. Рассолы древних морских бассейнов, не успевшие отжаться в процессе уплотнения и литификации пород, часто служат источником информации об условиях постседиментационного развития галогенных образований /118/.

Химический состав водных включений в галите показал, что раствор соответствует нормально-галитовой стадии солеродного бассейна, бром-хлорный коэффициент колеблется от 6,7 до 13. На отдельных участках месторождений на состав рассолов и поровых растворов накладывает свой отпечаток влияние посторонних слабо-минерализованных вод. Состав поровых растворов оказывается весьма чувствительным к проникновению к соляной залежи чуждых вод, что может указывать на начало выщелачивания продуктивных пластов. Последнее обстоятельство имеет большое практическое значение при прогнозировании опасных зон в калийных рудниках.

Химический состав поровых растворов позволяет более полно и объективно судить о гидрохимической характеристике соляно-глинистых отложений по сравнению с химическим составом редко встречающихся рассолопроявлений в скважинах.

Глава 4

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЕВОНСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

ВОДОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОД НАДСОЛЕВОЙ ТОЛЩИ. ВОЗМОЖНОСТЬ ПОПОЛНЕНИЯ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗА СЧЕТ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Водонасыщенность девонской толщи определяется глубиной залегания, физическими параметрами и минералого-петрографической характеристикой пород. Не вся влага, заключенная в породах, может служить источником для пополнения запасов подземных вод. Важно оценить количество порового раствора, которое может быть отжато при различных нагрузках в породы-коллекторы /91/. Расчет величины возможного отжима необходим также при проходке горных выработок, шахт и планировании водопритоков в них от техногенных локальных нагрузок.

Для количественной оценки возможного отжима порового раствора из пород авторы использовали коэффициент отжима поровых растворов (к.о.п.р.), предложенный Л.И.Матвеевой и Ю.С.Солодовниковым /87,110/, который характеризует величину отношения количества воды, отжимаемой из породы при заданной нагрузке (определяется экспериментально), к количеству воды в единице объема породы. Этот коэффициент выражается формулой:

$$\text{к.о.п.р.} = \delta w_{\text{в}2} / v_1,$$

где δ — объемный вес скелета образца, г/см³; w — естественная влажность, %; v_1 — количество воды в породе, см³; v_2 — количество отжатого раствора при заданной нагрузке, см³.

С учетом к.о.п.р. потенциально возможное поступление влаги из породы (V_p) рассчитывается по формуле:

$$V_p = V_n \cdot \text{к.о.п.р.},$$

где V_n — объем породы. Предлагаемый коэффициент позволяет количественно оценить потенциальную возможность пополнения запасов подземных вод вследствие отжима порового раствора из глинистых пород при различных величинах нагрузки.

В пределах Старобинского месторождения солей водонасыщенность пород и возможный отжим из них поровых растворов изучены

в интервале глубин 131–604 м по образцам пород из шахтных стволов 4-го рудоуправления Солигорского комбината и по керну скв. 396. Изучены мергельно-доломитовые и глинистые разности пород надсолевой толщи верхнего девона (D_3^{dla}) и средней юры (J_2). Вышележащая толща представлена преимущественно песчаными разностями и в расчет не включена. В табл. 26 приведены средние значения величин водно-физических свойств пород различного литологического состава и расчет возможного отжима порового раствора в зависимости от величины нагрузки. Как видно из таблицы, естественная влажность пород надсолевой толщи девона колеблется от 11,3% для глин с сульфатно-карбонатными прослоями до 16% для чистых глин; пористость — от 27,3 до 32,7%; влагонасыщенность изменяется от 84,1 до 94,6%. В целом, как видно, уплотненность пород, их влагонасыщенность (заполненность пор водой) достаточно высокая. Для мергелей и доломитов процент отжима раствора — отношение отжатой воды ко всей воде в породе — изменяется от нуля при нагрузке 500 кг/см^2 до 16,3–21,7% при нагрузке 5000 кг/см^2 . Для глин он соответственно изменяется от 1,5–4,3 до 27,8–31,0%. Коэффициент отжима для мергелей и доломитов изменяется от 4,5 до 5,9% при 5000 кг/см^2 . Для глин он колеблется от 0,5 до 1,3% при 500 кг/см^2 и от 7,3 до 8,8% при 5000 кг/см^2 . Зная средние значения водно-физических параметров пород, мощность толщ разного литологического состава и коэффициент отжима порового раствора, мы подсчитали возможность отжима в породы-коллекторы поровых растворов на 1 км^2 площади Старобинского месторождения солей при разных нагрузках (табл. 27).

В пределах Петриковского месторождения калийных солей водонасыщенность пород и возможный отжим из них поровой воды изучены в интервале 30–1157,3 м по образцам керна из скв. 335, 339 и 397-г. Наиболее детально изучен разрез до кровли соленосных отложений, представленный отложениями неогена, палеогена, мела, юры, нижнего триаса, перми, нижнего карбона и надсолевой толщи верхнего девона. Отжим поровых растворов производился только из глинистых разностей указанных отложений.

В пределах Петриковского месторождения наибольший интерес как источник пополнения запасов подземных вод в результате отжима поровых растворов имеют отложения надсолевой толщи верхнего девона и породы нижнего карбона. Мощность этих отложений в среднем составляет около 350 м, из них отложения нижнего карбона составляют около 100 м, а надсолевой толщи — около 250 м. Вышележащая толща пород сложена преимущественно песчаными разностями, находится в сфере интенсивного водообмена, содержит пресные воды и при рассмотрении вопросов формирования химического состава глубинных подземных вод вследствие отжима поровых растворов существенного значения не имеет. Отложения нижнего карбона и надсолевой толщи представлены преимущественно глинами, в меньшей мере распространены прослои мергелей, доломитов, известняков.

В табл. 28 приведены средние значения величин водно-физических

Таблица 26

Расчет возможного отжима поровых растворов в пород-коллекторы
Старобинского месторождения калийных солей

Порода	Геологический возраст	Средние значения, %			Нагрузка, кг/см ²		
		естественная влажность	пористость	влажность	500	1000	2000
		процент отжима раствора/коэффициент отжима при нагрузках, кг/см ²					
Глина карбонатная	J ₂	20,9	38,7	84,1	4,3/1,5	13,2/4,0	26,7/8,5
Мергель	D ₃ dla	15,6	32,7	85,4	0	0	5,0/1,4
Доломит	"	13,3	29,3	86,5	0	0	6,5/1,8
Глина доломитовая	"	14,3	32,5	85,4	4,3/1,3	9,2/2,3	17,0/5,2
Глина с сульфатно-карбонатными прослойками	"	11,3	27,3	85,1	1,8/0,5	7,0/1,7	11,8/2,8
Глина	"	16,0	32,5	94,6	1,5/0,5	5,9/1,8	14,4/4,4

Порода	Геологический возраст	Средние значения, %			Нагрузка, кг/см ²		
		естественная влажность	пористость	влажность	3000	4000	5000
		процент отжима раствора/коэффициент отжима при нагрузках, кг/см ²					
Глина карбонатная	J ₂	20,9	38,7	84,1	31,5/10,3	34,5/11,2	38,1/13,0
Мергель	D ₃ dla	15,6	32,7	85,4	10/2,8	13,4/4,5	16,3/4,5
Доломит	"	13,3	29,3	86,5	12,0/3,2	17,4/4,7	21,7/5,9
Глина доломитовая	"	14,3	32,5	85,4	21,8/6,5	24,8/7,2	27,8/8,0
Глина с сульфатно-карбонатными прослойками	"	11,3	27,3	85,1	19,0/4,4	24,5/5,9	31,0/7,3
Глина	"	16,0	32,5	94,6	21,6/6,4	26,8/7,9	30,2/8,8

Таблица 27

Количество возможного отжима порового раствора
в породы-коллекторы на 1 км² (в млн.м³)

Величина нагрузки, кг/см ²	Старобинское месторождение солей	Петриковское месторождение солей		
	D ₃ dl	C ₁	D ₃ dl	Всего
500	1,5	1,7	1,75	3,45
1000	5,4	4,8	5,0	9,8
2000	13,2	7,6	13,0	10,6
3000	19,2	9,0	17,0	26,0
4000	23,7	9,8	18,25	28,05
5000	26,4	10,3	18,25	28,55

Таблица 28

Расчет возможного отжима поровых растворов в породы-коллекторы
Петриковского месторождения калийных солей

Порода	Геологический возраст	Средние значения, %			Нагрузка, кг/см ²					
		естественная влажность	пористость	влажность	500	1000	2000	3000	4000	5000
					процент отжима раствора/коэффициент отжима раствора при нагрузках					
Глина	N	18,1	22,8	79,6	7,8/2,0	13,6/3,3	17,8/4,6	23,6/5,6	39,8/8,8	45,3/10
Алеврит	P	27,4	46,6	84,7	7,4/2,9	14,9/5,8	15,5/6,1	-	-	-
Мел	K _{2t}	27,5	50,2	70,0	3,1/1,1	10,8/3,8	23,5/8,3	25,7/9,0	-	-
Мергель	"	19,1	54,4	43,2	0	0	1,6/0,3	5,7/1,4	7,9/1,9	9,5/2,9
Глина песчаная	J	16,5	36,8	65,8	2,7/1,8	6,2/1,8	7,7/4,0	8,9/5,1	11,8/6,9	12,2/7,5
Глина алевроитовая	"	19,9	40,2	77,4	10,4/3,2	34,3/10,6	53,2/16,6	60,5/18,8	64,2/20,0	64,2/20,0
Глина	"	24,9	39,3	100	3,4/1,3	10,0/3,9	19,0/7,4	29,0/11,4	33,1/13,0	36,5/14,3
Алеврит	T ₁	12,5	25,6	79,0	9,1/2,1	12,6/2,9	13,2/3,0	13,9/3,2	14,4/3,3	14,4/3,3
Глина алевроитовая	"	14,0	31,3	80,3	1,6/0,4	6,3/1,8	10,9/2,9	16,2/4,3	20/5,3	22,0/5,6
Глина аргиллитовая	"	16,3	33,0	95,0	0,8/0,2	2,8/0,8	4,3/1,3	6,5/2,0	7,5/2,3	7,8/2,3
Глина	P ₂	13,0	30,8	87,5	0	4,0/0,9	4,0/0,9	4,0/0,9	4,6/1,1	4,6/1,1
Глина	C ₁	22,8	40,6	79,2	5,5/1,7	14,9/4,8	25,7/7,6	27,0/8,0	29,1/9,8	30,9/10,3
Глина аргиллитовая	D _{3dla}	13,4	30,7	80,8	1,9/0,7	7,4/2,0	21,5/5,2	27,8/6,8	30,9/7,3	30,9/7,3
Глина	D _{3dlb}	10,0	28,2	82,7	7,4/1,7	12,0/2,7	12,0/2,7	15,8/3,6	17,2/4,0	21,9/5,0

свойств пород разного литологического состава и коэффициент отжима поровых растворов. Глины нижнего карбона имеют среднюю весовую влажность 22,8%, пористость 40,6%, влагонасыщенность 79,2%. Глины надсолевой толщи соответственно 13,4; 30,7 и 80,8%. Водоотдача из глин нижнего карбона несколько выше, чем из глин надсолевой толщи. Коэффициент отжима для глин нижнего карбона изменяется от 1,7% при нагрузке 500 кг/см² до 10,3% при нагрузке 5000 кг/см², а для надсолевой толщи соответственно от 0,7 до 7,3%.

Учитывая коэффициент отжима порового раствора из пород карбона и надсолевой толщи девона Петриковского месторождения калийных солей, мы подсчитали объем поровых растворов на 1 км² площади, который может быть отжат при разных нагрузках (табл. 27).

Таким образом, при нагрузке 500 кг/см² могут находиться породы в естественном залегании, может быть отжато из надсолевой толщи девона на площади в 1 км² 1,5—1,75 млн. м³ порового раствора.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОВЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Петриковское и Старобинское месторождения солей формировались в различных частях единого девонского солеродного бассейна. На рис. 29 приведены сводные геолого-гидрохимические разрезы этих месторождений. Отмечается различие в распределении ионов на глубину, в метаморфизации и преобразовании первичных поровых растворов и подземных вод.

Петриковское месторождение характеризуется следующей гидрохимической зональностью подземных вод. До пермских отложений подземные воды имеют в основном гидрокарбонатно-кальциевый состав с минерализацией 0,22—0,25 г/л. С карбона увеличивается содержание хлора и натрия, уменьшается содержание кальция. Минерализация подземных вод возрастает от 0,23 до 1,5 г/л. Содержание SO_4 - и Mg -ионов в подземных водах крайне незначительное, характер распределения их на глубину аналогичен. Минерализация трещинных подземных вод надсолевых отложений девона изменяется от 6,4 г/л вверху разреза до 301 г/л вблизи контактов с соленосной толщей.

Поровые растворы характеризуются хлоридно-натриевым, иногда сульфатно-хлоридно-натриевым составом. Минерализация их колеблется от 6,8 г/л вверху разреза до 312 г/л внизу надсолевой толщи девона. Распределение SO_4 -иона на глубину аналогично Mg -иону. В интервале юра-карбон отмечается повышенное содержание SO_4 -иона в поровом растворе. Во внутрисолевых глинах и мергелях поровые растворы имеют хлоридно-кальциево-магниевый состав, при этом содержание кальция и магния находится в равных количествах.

Подземные воды Старобинского месторождения калийных солей характеризуются четко выраженными тремя гидрохимическими зонами. Гидрокарбонатно-кальциевые воды приурочены к верхним стра-

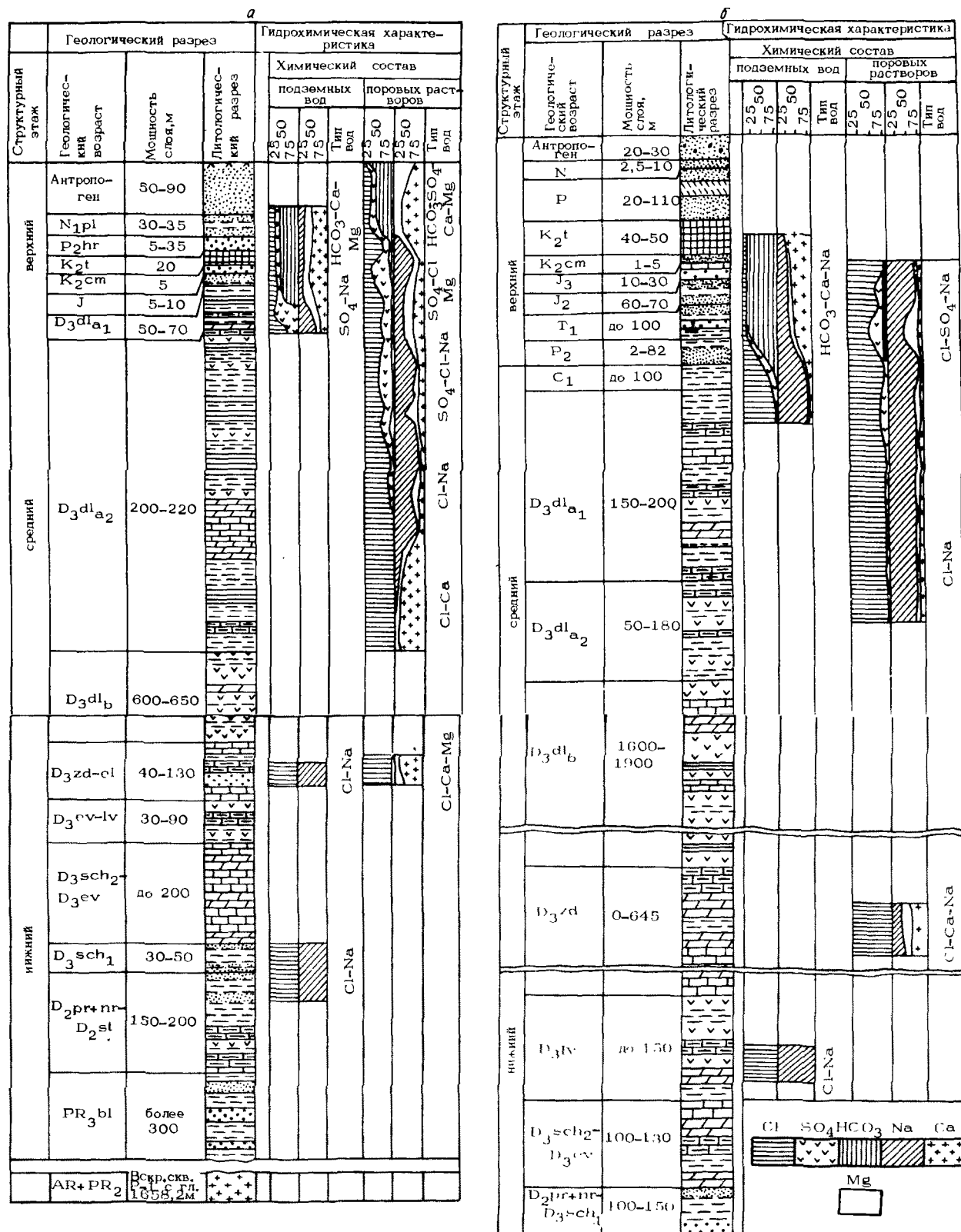


Рис.29. Сводный геолого-гидрохимический разрез: а — Старобинского месторождения солей; б — Петриковского месторождения солей

тиграфическим горизонтам до девонских отложений, минерализация их составляет 0,2—0,3 г/л. Ниже зоны активного водообмена распространены соленоватые сульфатно-натриевые и сульфатно-магниевые воды, минерализация их 2—5 г/л. В надсолевой толще девона встречены трещинные воды хлоридно-натриевого состава, такой же состав межсолевых и подсолевых рассолов. Минерализация их достигает 350 г/л.

Поровые растворы допалеогеновых отложений имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. С глубиной возрастает роль хлора и натрия. В интервале стратиграфических горизонтов от мела до девона, до глубины 360 м, в поровом растворе отмечается значительное содержание сульфатов, которые часто составляют 50% анионной части раствора. Минерализация поровых растворов колеблется от 4 до 30 г/л. В интервале глубин 360—540 м преобладающими ионами порового раствора становятся хлор и натрий, минерализация раствора достигает 252 г/л. Глубже кальций вытесняет натрий и становится основным среди катионов, тип раствора хлоридно-кальциевый, минерализация его достигает 328 г/л. Во внутрисолевых, межсолевых породах и галопелитах состав порового раствора в основном хлоридно-кальциевый и хлоридно-натриевый, минерализация достигает 430 г/л.

Сводные геолого-гидрохимические разрезы опорных разрезов Петриковского и Старобинского месторождений солей отражают гидрохимическую зональность поровых растворов единого солеродного девонского бассейна в различных его частях.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Формирование химического состава поровых растворов определяют постоянно действующие факторы: геологическое время, географическая среда, геохимические условия, глубина залегания, гидрогеология и тектоника района, физические и химические параметры и литологический состав пород и многие другие. В историческом плане можно выделить следующие этапы формирования поровых растворов (табл. 29). На формирование солевого состава поровых растворов глубинных пород большое влияние оказывают исходный состав порового раствора, минеральный состав и участие ионов поровой воды в процессах аутигенеза, диффузионное и тепловое перемещение ионов и молекул воды, переход связанных вод в гравитационные, обменные реакции.

Поровые растворы зоны активного водообмена являются достаточно подвижными, обновляемыми во времени, участвующими в гравитационном пластовом водообмене с тем или иным периодом опаздывания, зависящим от дисперсности терригенного материала, величины пор и характера порового пространства, наследуют состав пластовых вод и в свою очередь влияют на их формирование /50, 51/. Отметим, что пластовые воды — это поровые растворы, отжатые из пластических пород при их длительном геологическом уплотнении. С другой стороны, можно допустить, что поровые рас-

творы — это не только метаморфизованные “первичные” растворы, но и пластовые воды, проникшие в малопроницаемые породы в результате процессов диффузии, особенно в зонах контактов с коллекторскими водоносными горизонтами /15—20/.

Исследуемые породы рассматриваемых месторождений находятся в разных стратиграфических горизонтах и в различных гидрогеологических и гидродинамических условиях.

Таблица 29

Формирование поровых растворов девонских пород Припятской впадины
в процессе литогенеза пород

Седиментационные и смешанные поровые растворы	Инфильтрационные поровые растворы
<u>Седиментогенез</u>	1-й этап
Образование и накопление морских иловых вод хлоридно-сульфатно-натриевого состава с минерализацией, зависящей от вида и режима водоемов	Формирование поровых растворов за счет метеорных, почвенных, грунтовых и поверхностных вод разного состава
<u>Диагенез</u>	2-й этап
Постседиментационное перераспределение и преобразование вод в результате уплотнения пород, изоляции водоупорных отложений, реакций катионного обмена, испарения, диффузии, микробиологических процессов; переход иловых морских вод в растворы хлоридно-карбонатно-натриевого и кальциевого составов	Преобразование химического состава поровых вод континентального генезиса при диагенезе осадков в условиях различной проницаемости пород, развитие процессов промывания подземными водами за счет интенсивного водообмена. Формирование растворов хлоридно-сульфатно-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого составов, развитие явлений локальной гидрохимической аномалии
<u>Ранний катагенез</u>	
Формирование лоровых растворов в условиях замедленного водообмена, уплотнения пород, растворения солей, испарения, перемещения рассолов хлоридно-натриевого и кальциевого составов; формирование горизонтальной и вертикальной гидрогеохимической зональности	
<u>Поздний катагенез</u>	3-й этап
Уплотнение и консолидация горных пород, приводящая к уменьшению или почти полному вытеснению из них поровых растворов; оставшаяся вода находится в связанном сорбированном на поверхности минеральных частиц состоянии или входит в структуру минералов; формирование химического состава этих вод во многом определяется термokatалитическими процессами в условиях повышенной плотности и тепловой анизотропии пород	Углубление зоны промывания пород под влиянием гидрографической сети, скрытые разгрузки глубинных вод в древние эрозионные долины, в связи с этим — формирование химического состава поровых растворов аномального состава

Химический состав поровых растворов находится в прямой зависимости от масштабов имевшего место водообмена. Мезо-кайнозойские отложения обладают интенсивно возрастающей кверху обводненностью, в то время как надсолевая толща девона содержит высококонцентрированные поровые воды, приуроченные к практически неводоносным водоупорным породам.

Трудно охватить весь комплекс факторов, влияющих на формиро-

вание химического состава поровых растворов. Роль диффузионных процессов на Старобинском месторождении калийных солей показана в работах Н.П.Затенацкой /50/. Охарактеризуем процессы формирования поровых растворов, которые отражают, во-первых, минерализацию и состав вод седиментационного бассейна и, во-вторых, эпигенетические процессы преобразования пород.

Твердая и жидкая фазы осадочных пород находятся во взаимодействии и стремятся к геохимическому равновесию в изменяющихся во времени термодинамических условиях, в связи с чем все изменения, происходящие в осадочных породах, в той или иной мере отражаются на составе природных вод. Это положение является одним из основных в учении В.И.Вернадского о природных водах /33/. Состав вод в древних осадочных толщах не может оставаться неизменным вследствие биогенных процессов и химического взаимодействия воды с минеральной частью породы.

Водная фаза направляет интенсивность процессов преобразования осадка в породу, определяет развитие флоры и фауны, которые влияют на процессы окисления, восстановления и разложения органических остатков.

На этапах диагенеза получают широкое распространение процессы десульфатизации, доломитизации и обменной сорбции. По М.Г.Валляшко /27/, ход метаморфизации седиментационной воды с вмещающей породой можно представить в виде следующих уравнений:

1 стадия: потеря раствором Mg ; $2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 + 2CO_2 + 2H_2O$; выпадение в осадок доломита, гипса, ангидрита.

2 стадия: $2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2 + 2CO_2 + 2H_2O$; доломит накапливается в осадке, а $CaCl_2$ — в растворе. Последняя стадия метаморфизации морской воды характеризуется концентрированием в растворе $CaCl_2$.

Формирование и состав исследуемых пород в той или иной мере связаны с солеродным девонским бассейном.

Поровые растворы надсолевой толщи отличаются от растворов соленосной толщи. С увеличением расстояния от поверхности вышелегачивания верхнего соляного пласта они становятся все менее минерализованными и постепенно меняется их химический состав. Чем выше по разрезу глинисто-мергелистой толщи девона, тем поровый раствор все меньшее влияние испытывает от нижезалегающей галогенной толщи. Состав порового раствора водонепроницаемой девонской надсолевой толщи определяется первичным составом седиментационных вод, претерпевших изменение совместно с вмещающими породами.

На формирование химического состава поровых растворов большое влияние оказывают процессы аутигенного минералообразования, в которых поровый раствор принимает активное участие. По мере повышения глубины залегания и роста температуры глинистые минералы теряют часть воды, причем эти потери происходят как без изменения структуры минералов, так и в связи с такой перестройкой. Процессы превращения глинистых минералов при катагенезе сопровождаются выделением значительных объемов межслоевой во-

ды. Расчеты показывают /56/, что массы возрожденных вод оказывают существенное влияние на состав как поровых растворов, так и вод коллекторов.

Химический состав поровых растворов внутрисолевых глин, мергелей и галопелитов представляет собой глубокометаморфизованные постседиментационные рассолы солеродного бассейна. Известно, что при уплотнении и консолидации осадка уменьшение объема поровой воды в породе приводит к значительному концентрированию солей в жидкой фазе. Это нарушает установившееся ранее адсорбционное равновесие и вызывает реакции обмена, в результате которых Mg и Ca^{2+} переходят в раствор, а Na и K^+ занимают место в поглощенном комплексе пород. При этом первым из раствора извлекается K^+ , как элемент с более высокими сорбционными свойствами, а затем Na^+ , который идет также на образование галита /28, 29/.

Важным условием концентрирования порового раствора является электролитическая диссоциация солей и электрические свойства глинистых частиц. Глинистые прослои в солях советскими и зарубежными исследователями рассматриваются как идеальные мембранные электроды. Процесс выноса солей или их концентрирования связан с наличием большого избыточного заряда на глинистой мембране, не пропускающей однозарядные ионы. Химический состав поровых растворов из галопелитов Старобинского месторождения, как правило, хлор-кальциевый с минерализацией до 430 г/л. В шахте на глубине 475 м из внутрисолевой глины терригенной пачки было отобрано два монолита, один из них взят на контакте с солью, другой — в 1,5 м от контакта из той же глинистой толщи. Анализ химического состава поровых растворов этих монолитов показал тенденцию уменьшения минерализации поровых растворов в направлении от контакта с соленосной толщей. Уменьшается содержание K и увеличивается Ca почти в 3 раза (3083,3 мг-экв по сравнению с 1416,6 мг-экв)

Такое изменение состава поровых растворов объясняется частично эффектом мембранной фильтрации. С целью установления правомочности использования указанного эффекта для объяснения материалов по Старобинскому месторождению нами проведена серия опытов по насыщению мономинеральных глин соляными растворами.

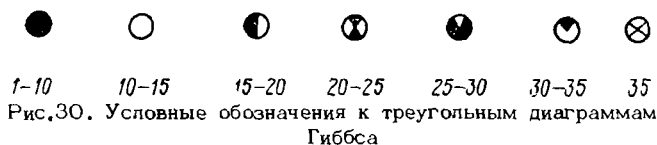
Одним из важных процессов в формировании химического состава поровых растворов является катионный обмен. Ниже мы подробнее остановимся на взаимосвязи химического состава поровых растворов с компонентами обменного комплекса пород *.

Анализ полученного материала по определению емкости поглощения и состава обменного комплекса пород показывает, что емкость поглощения исследуемых образцов колеблется в пределах 7,5–67,2 мг-экв на 100 г породы. Обращает на себя внимание, что величина емкости поглощения слабо коррелируется с глубиной

* В обсуждении результатов и интерпретации данных по обменному комплексу пород кроме авторов принимал участие В.П.Кольяненко.

залегания породы, а в некоторых случаях совершенно не зависит от нее. Учитывая, что образцы состоят в подавляющем большинстве из глинисто-карбонатных образований, можно заключить, что емкость поглощения обусловлена минералогическим составом и степенью дисперсности материала. Благодаря первому обеспечивается способность к ионообменному взаимодействию и в зависимости от глинистого минерала та или другая величина емкости, благодаря второму создаются условия для реализации обменных мест, способных к замещению присутствующих в растворе катионов. Заметим, что pH поровых растворов, находящихся в контакте с породами, колеблется в пределах 5,6–7,5 и не является фактором, определяющим величину емкости обменного комплекса.

Важную информацию о генетической взаимосвязи порового раствора с компонентами обменного комплекса может дать ионный состав поглощающего комплекса. С целью наглядности эти данные представлены на треугольных диаграммах Гиббса, где каждая вершина соответствует заполнению комплекса одним из ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} или Na^+K^+ (рис. 30, 31).



Анализ емкости поглощения проводился по методике, изложенной в работе /6/, для засоленных образцов делается поправка на щелочность и гипсоносность. Как видно из рисунков, ионы в обменном комплексе распределяются различно. В образцах скв.397-г состав по $\text{Na}+\text{K}$ не превышает 40%, основная масса исследованных образцов соответствует 20%. Значительная доля проб, особенно с малой емкостью поглощения (5–20 мг-экв), отвечает составам, где ион Ca^{2+} занимает доминирующее положение (свыше 50% от общей емкости). Несколько проб, соответствующих значениям емкости > 35 мг-экв/100 г, отвечают составам с большим содержанием Mg^{2+} .

В то же время, несмотря на тот же интервал изменения емкостей поглощения, образцы из скв. 335 характеризуются примерно одинаковым соотношением Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+K^+ , не превышающим 50% для каждого из указанных компонентов.

В обменном комплексе пород скважин 4-го рудоуправления с глубины 250–520 м характерно одинаковое содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} от 30 до 50%, количество двух других ионов колеблется в пределах 20–30%. Подавляющее большинство проб относится к глубоким слоям залегания, т.е. находится в областях с относительно слабым водообменом и неактивным выносом растворимых компонентов из карбонатных песчанисто-глинистых образований. Это указывает на тесную гидрохимическую связь химического состава поровых вод и поглощающего обменного комплекса. С точки зрения термодинамики, эта связь может быть моделирована в виде ионообменной равновесной системы поглощающий комплекс $\rightleftharpoons$ поровый раствор, в которой распределение противоионов осуществляется по схеме

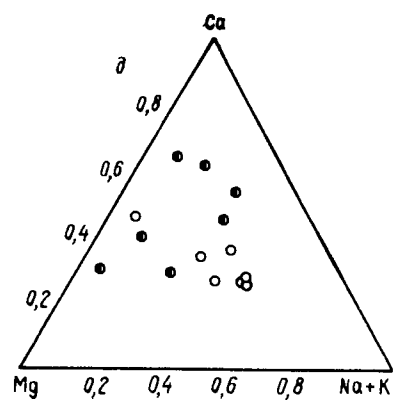
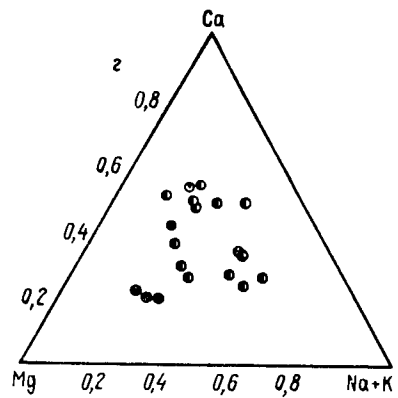
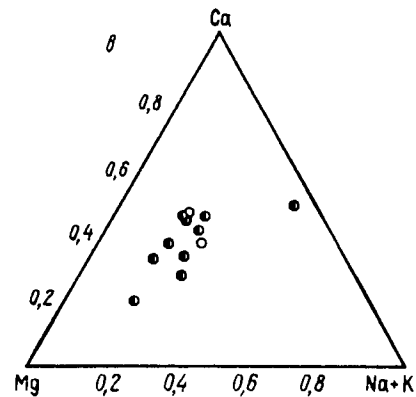
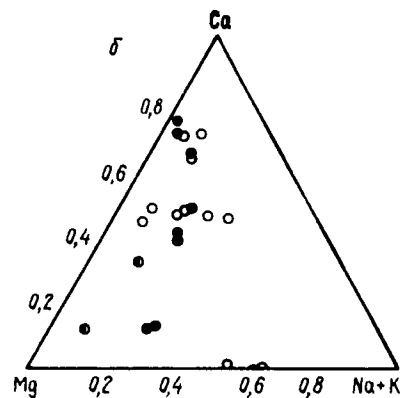
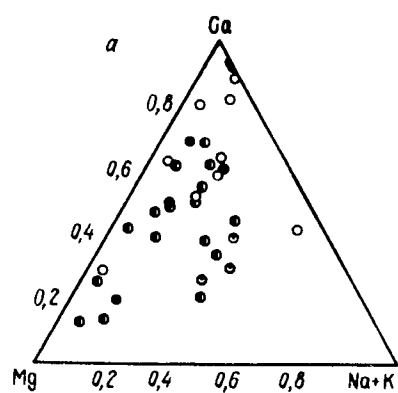
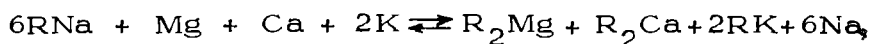
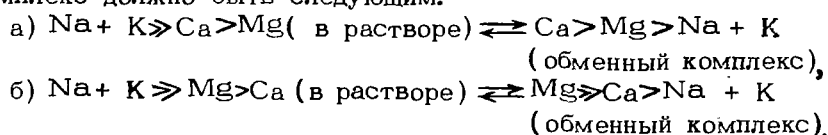


Рис.31. Диаграмма обменного комплекса пород:
 а — скв.335; б — скв.396-м; в — стволы 4-го рудоуправления;
 г — скв.397; д — скв.339

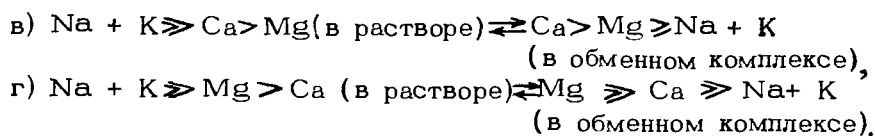


где R — символ однозарядной структурной или функциональной единицы обменного комплекса. Качественная картина распределения ионов в такой системе может быть охарактеризована исходя из общих закономерностей ионного обмена на глинистых минералах. Согласно этим представлениям, степень обогащенности обменного комплекса породы одним из ионов по сравнению с другим (избирательность) зависит также от валентности и типа гидратации иона. Ионы более высокой зарядности поглощаются в большем количестве, чем ионы меньшей зарядности. В то же время ионы с отрицательным типом гидратации поглощаются в больших количествах, чем ионы с положительной гидратацией /38,94/. С разбавлением раствора значительно усиливается избирательность многозарядных ионов. Следовательно, независимо от природы обменного комплекса при равном соотношении всех ионов в растворе ряд избирательности следующий: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$. При неодинаковом соотношении ионов в растворе количество поглощенного Ca^{2+} в основном регулируется содержанием Mg^{2+} в растворе, поскольку избирательность *одновалентных ионов Na^+ и K^+ относительно невелика*. С ростом минерализации раствора соотношение ионов в обменном комплексе изменяется в направлении увеличения содержания Na^+ и K^+ , однако ряд избирательности остается прежним: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$.

Следовательно, с этих позиций равновесие раствор $\rightleftharpoons$ обменный комплекс должно быть следующим:



С увеличением минерализации доля одновалентных ионов несколько возрастает, поэтому схемы а) и б) будут выражаться так:



При сопоставлении данных по обменному комплексу пород и химического состава поровых растворов можно видеть, что в образцах скв. 397-г, где поровые растворы имеют минерализацию порядка 60–200 г/л, а доля ионов кальция меньше магния, равновесие приближается к схеме г), а скв. 335, где общая минерализация порядка 5–50 г/л — к схеме а), в некоторых точках — к б). Отсюда можно сделать вывод, что формирование химического состава поровых вод указанных районов может быть обусловлено катионо-обменными процессами, протекающими длительное время между структурными элементами пород и вмещающих их растворов.

Однако нам представляется несомненным, что по достижению определенной глубины, на которой залегают породы сильно уплотненные, консолидированные, с устойчивым, неупругим скелетом и

низкой пористостью, интенсивность процессов катионного обмена в системе поровые растворы $\rightleftharpoons$ порода резко уменьшается. По мере уплотнения и структурной консолидации горных пород количество связанных с ними поровых растворов уменьшается вплоть до полного вытеснения на поздних стадиях катагенетического преобразования пород. Вода фиксируется физическими методами, является прочносвязанной, сорбированной на поверхности минеральных частиц или заполняет внутрискелетные полости минералов. Такие прочносвязанные с поверхностью минералов воды могут "развязываться", как правило, только в результате действия высоких температур в отличие от поровых растворов, которые могут переходить в состояние гравитационно-подвижных вод под воздействием геостатических нагрузок.

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ КАК ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ МАССОПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА В ПОРОДЕ

РОЛЬ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ В АУТИГЕННОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

При изучении процессов постседиментационного преобразования пород часто необходимо решать вопросы, связанные с последовательностью или стадийностью минеральных превращений, составом водных растворов, равновесных в отношении изучаемых минеральных парагенезисов. Экспериментальное решение этих вопросов чрезвычайно трудоемко, поскольку геохимические процессы в осадочных породах протекают при низких температурах и давлениях и скорости реакций незначительны /64/.

На процессы минерального новообразования влияют щелочно-кислотные свойства пород, состав водных растворов, давление, температура и другие параметры. В каждой точке осадочной породы поровый раствор должен находиться в равновесии с соприкасающимся с ним минералом. Всякое изменение термодинамических условий приводит к тому, что поровый раствор, с одной стороны, становится активным растворителем, с другой стороны — средой первичной аккумуляции и перераспределения химических элементов и соединений. Таким образом, поровый раствор является универсальным растворителем, носителем и переносчиком вещества /42,44/. В исследуемых породах поровые растворы активно участвуют в постседиментационной карбонатной, сульфатной и сульфидной минерализации, в процессах выщелачивания, перекристаллизации и перемещения вещества /81,14/. Миграция и разгрузка поровых растворов внутри породы была бы незамеченной, если бы она не сопровождалась вторичными процессами минералообразования /61/. Значительна роль поровых растворов в формировании зон замещения и кор выветривания галогенных толщ Старобинского и Петриковского месторождений солей. Ниже подробно остановимся на тех эпигенетических изменениях в породах и процессах аутигенного минералообразования, в которых значительна роль и участие поровых растворов.

Карбонатная минерализация в надсолевой толще девона составила около 50%. Наблюдается тенденция уменьшения содержания доломита вверх по разрезу, что говорит об опресненности бассейна седиментации. В нижних частях разреза широко представлена доломитово-кальцитовая минерализация. Встреченные среди доломитов

желваки, прослой пелитоморфного строматолитового известняка типичны для условий мелководного бассейна. Такое распределение карбонатов в исследуемом разрезе создает благоприятные условия для последующего перераспределения и перекристаллизации его в породе. Эпигенетическая карбонатная минерализация произошла поздно, когда порода претерпела значительные процессы уплотнения и катагенетического минералообразования. Осаждение карбонатов контролируется тремя переменными величинами: щелочностью, температурой и давлением. Материалом для эпигенетического карбонатообразования служит вмещающая порода, поглощенные ионы и углекислота. В водоносных пластах особо благоприятствовали карбонатной минерализации периоды тектонических воздыманий района. Они сопровождаются уменьшением пластовых давлений, раскрытием трещин, выделением растворенных газов. Несколько иные условия для карбонатной минерализации в водоупорной толще. По данным петрографического изучения исследуемых пород, эпигенетические карбонатные новообразования приурочены к закрытым кавернам, микротрещинам и к участкам скопления алевролитовых и песчанистых зерен терригенных минералов. Обычно вторичные зерна карбонатов крупнозернистые, вытянутые вдоль трещин. Объясняется это, по-видимому, уплотнением пород, при этом резко снижается давление, отчего растворимость углекислоты и кальцита падает. Отжатые в коллекторские толщи поровые растворы оказываются пересыщенными по отношению к карбонатам, что вызывает их выпадение в осадок вблизи песчанистых и алевролитовых прослоев. Термодинамические расчеты химических анализов поровых растворов показывают в этих случаях резкое снижение HCO_3^- -иона.

Наряду с перекристаллизацией карбонатов в известняках наблюдается и противоположный процесс — грануляция, связанная, вероятно, с механическим воздействием и перераспределением карбонатного материала. Этим объясняется пятнистость текстурных свойств известняков, вызванная разной степенью раскристаллизации, появление в доломитах стяжений и желваков пелитоморфного кальцита. Плотным, малопористым доломитовым породам свойственна локальная доломитизация 2-й генерации. Наряду с вмещающей породой поровый раствор является дополнительным источником Mg^{2+} . Часто наблюдается как процесс выщелачивания карбонатов у пористых пространств и микротрещин, так и перекристаллизация и образование вторичных зерен карбонатов (рис. 32). В породе эти процессы проходят в различное время и их последовательность установить трудно.

Вторичная сульфатная минерализация в исследуемых породах проявляется через аутигенный гипс, ангидрит и целестин.

Ангидрит встречается в виде вытянутых таблитчатых и призматических кристаллов и их сростков, а также в форме мелкозернистых зерен. Показатели преломления зерен $n_g = 1,614$, $n_p = 1,570$. В породе с глубины 606,5 м Петриковского месторождения солей во фракции 0,1–0,05 мм ангидрит составляет 87%. Гипс встречается часто вместе с ангидритом в виде призматических кристаллов, розетковидных сростков, в виде прослоев и прожилков. Иногда

он выполняет тонкие стенки трещин и пор. Наибольшим распространением пользуется жильный гипс с поперечно-волокнистой структурой, реже встречаются крупнокристаллические пластинчатые разновидности. Показатели преломления гипса $n_g = 1,580$, $n_p = 1,520$. На вторичный характер гипса указывают поперечно-волокнистая структура и текстура выполнения горизонтальных, вертикальных и наклонных трещин.

Вблизи верхней границы распространения гипсов появляются сульфатно-карбонатные прослойки в виде "корочек", "лепешек", которые отличаются от основной породы более светлой окраской. Эти образования вытянуты параллельно напластованию, характеризуются бугристыми неровными контактами с нижезалегающей толщей и свидетельствуют о перераспределении, перекристаллизации вещества внутри породы.

В табл. 30 приведены концентрации SO_4 в породах и водах Петриковского месторождения, содержание сульфатных и сульфидных аутигенных минералов в породах. Отмечается повышенное содержание сульфатов в поровых растворах по сравнению с их содержанием в породе и подземных водах. Термодинамический расчет по насыщенности сульфатом кальция поровых растворов показывает, что они по-разному могут насыщаться этими компонентами /46,52/.

Процесс гипсообразования может протекать активно в тех породах, где темп роста концентрации сульфатов в воде значительно опережает темп снижения содержания Са. Если бы повышение сульфатов в поровой воде объяснялось выщелачиванием его из породы, то происходило бы и увеличение содержания кальция. Фактически этого не происходит. Главной причиной повышения концентрации SO_4 в поровых водах является десорбция его с поверхности порового пространства пород. Эта гипотеза нашла подтверждение в результатах наших экспериментальных исследований /84,86,82/.

На ЭВМ "Минск-32" по программе "Вода 1", "Вода 2" (ВНИГРИ, г. Ленинград, автор В. Озябкин) были рассчитаны химические анализы поровых растворов на насыщенность на основные минералы — кальцит, гипс, ангидрит.

По отношению к карбонатным минералам поровые растворы находятся в равновесии или близко к нему, могут пересыщаться, тогда в породах наблюдается интенсивная перекристаллизация карбонатов вдоль микротрещин и микропор, и, наконец, находятся в состоянии недосыщенности. В последнем случае на зернах кальцита, доломита наблюдаются следы растворения, выщелачивания. Как правило, эти процессы приурочены к локальным участкам пород, наиболее заметны у микропор и микротрещин. Какой-либо зависимости насыщенности поровых растворов на основные карбонатные минералы от стратиграфического уровня или глубины залегания пород не отмечено.

Расчеты показали некоторые закономерности насыщенности поровых растворов в отношении гипса и ангидрита на Петриковском и Старобинском месторождениях. Поровые растворы, отжатые из пород Петриковского месторождения до глубины 604 м, как правило, недосыщены гипсом и ангидритом или близки к равновесию. Ис-

ключение составляет образец с глубины 90 м (скв.335), где наблюдается некоторая пересыщенность раствора на гипс. Вызвано это, вероятно, повышенным содержанием SO_4 за счет окисленного пирита и рассеянного органического вещества, что сдвигает равновесие в сторону пересыщения раствора на CaSO_4 .

Недосыщенность порового раствора по отношению к гипсу и ангидриту в верхней зоне разреза раскрывает его потенциальные возможности к сульфатному выщелачиванию вмещающей породы. Глубже по разрезу поровый раствор становится пересыщенным к



Рис.32. Карбонатная перекристаллизация вдоль микротрещин и пор:
а — шлиф $\times 72$, глина, гл. 454 м; б — шлиф $\times 72$, глина, гл. 418 м

гипсу и ангидриту, причем чем больше глубина залегания пород, тем пересыщение значительнее. Расчеты показали, что в глине, на глубине 1157 м, возможен процесс дегидратации гипса и переход его в ангидрит. На Старобинском месторождении наблюдается аналогичная закономерность. До глубины 499 м поровые растворы недосыщены или близки к равновесию, глубже пересыщены по отношению к гипсу и ангидриту. Исключением является поровый раствор глины с глубины 292 м (скв. 396), в котором отмечено пересыщение гипсом и возможный процесс гидратации ангидрита.

В разрезе исследуемых пород наблюдается аутигенный целестин (SrSO_4). Он образует невыдержанные по простиранию прожилки, выполняет каверны и поры. Его зерна удлиненные, пластинчатой формы, $N_g = 1,631$, $N_p = 1,622$ с прямым погасанием, двуосные, положительные, размеры кристаллов 0,09–0,6 мм, серые или почти бесцветные. В местах, где целестин образует скопления и прожилки, образование его, вероятно, связано непосредственно с ходом процессов метаморфизации морских рассолов. Это подтверждается повышенным значением Sr/Ca коэффициента в подземных водах по сравнению с породой, где эти отношения формируются под влиянием закономерного изоморфного замещения в карбонатных и сульфатных минералах. Второй путь образования целестина связан с перекристаллизацией первичных карбонатных минералов в присутствии минералов — источников SO_4 (гипс, ангидрит). Этот процесс проходит при активном участии поровых растворов, содержащих сульфат-ион.

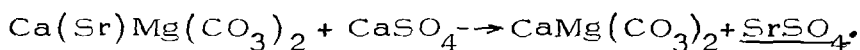
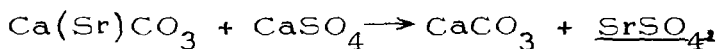
Первичные карбонатные минералы содержали стронций в виде изоморфной примеси. В процессе перекристаллизации карбонатных пород освобождаются элементы-примеси с большим ионным радиусом, изоморфно входящие в минералы, и накопление стронция в поровом рас-

Таблица 30

Содержание SO_4 в породах и водах Петриковского
месторождения солей (скв.397), мг/л

Порода, вода	Глубина, м	pH	SO ₄	Содержание сульфатных и сульфидных аутигенных минералов		
Подземные воды	598-608	7,6	3,12	Фракция 0,1-0,05	86% пирита	
Глина	527	6,8	22,8 или 1,10 г/100 г			
Поровый раствор	527	5,8	802,9	Фракция 0,1-0,05	2,5% пирита 87% ангидрита	
Глина	606,5	6,6	25,98 или 1,26 г/100 г			
				В глине с гл. 542 м по трещинам		
				В глине с гл. 587 м		
Поровый раствор	606,5	3,75	1973,3		Гипс и окис- ленный пирит	

воре, происходит перераспределение его между жидкой и твердой фазами и последующим выделением из раствора сульфата стронция. При этом во вновь образованном карбонате стронция должно быть меньше, чем в первичном /11/. Схематически это можно выразить следующими уравнениями:



Одним из наиболее характерных и распространенных аутигенных минералов в исследуемых породах является пирит. Сульфиды железа как минералы с большим удельным весом и малым молекулярным объемом подвергаются в породе быстрой перекристаллизации, вследствие чего их нахождение носит всегда вторичный характер. Пирит встречается в виде сростков кристаллов, агрегатов, инкрустирует свободные полости в породе (стенки, трещины, поры), развивается в виде псевдоморфоз по растительным остаткам или образует явно-кристаллические и скрытокристаллические конкреции. О наличии в породе тонкорассеянного пирита свидетельствуют термограммы и рентгенограммы образцов. Выделение пирита возникает в результате перекристаллизации, концентрации через фазу порового раствора тонкорассеянных в породе сульфидов тяжелых минералов (рис.33). Способность сульфидов к быстрому восприятию вторичных форм — важная и характерная их особенность. Очень часто в породе пирит окислен, что отражается на химическом составе порового раствора. Наибольшее содержание железа (до 18 мг/л) и сульфата (до 1973,3 мг/л) в поровом растворе приурочено к породам с повышенным содержанием окисленного пирита или органических образований (глина с глубины 606 м).

Бурые окислы железа также получили большое распространение в исследуемых породах. Представлены они чаще всего лимонитом, ге-

титом и гематитом. К ним относят бурые и красно-бурые желтоватые неправильной формы образования, часто рыхлые, мучнистые; они иногда образуют гнезда, пятна в породе. Кроме самостоятельных зерен окислы железа встречаются в виде пленок, налетов по ильмениту, элидоту, фосфату, часто цементируют кластический материал. Оптимум для образования вторичных форм железа создается благоприятным сочетанием химических составов порового раствора и минералогического состава породы. В разрезе осадочной толщи Припятской впадины бурые окислы Fe на различных глубинах имеют разный характер и генезис. В зоне активного водообмена это результат гипергенных процессов, а на глубине — следствие внут-

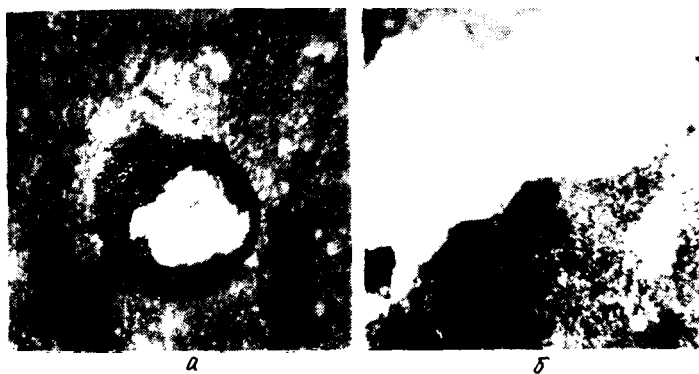


Рис.33. Пиритизация пород вдоль микротрещин и пор:
а — шлиф $\times 72$, глина, гл.417 м; б — шлиф $\times 72$, глина, гл.501 м

реннего перераспределения вещества породы в спонтанных центрах кристаллизации /79,99/.

На Старобинском месторождении солей внизу надсолевой девонской толщи отмечается регионально выдержанный гематитовый прослой, который объясняется исследователями как остаточный продукт выщелоченности каменной соли /119/. Выдержанные по простиранию прослойки имеют мощность 0,1–1 мм. В основном гематит цементирует терригенные зерна или крупнозернистые кристаллы карбонатов либо образует тонкие пленки и оболочки вокруг зерен (рис. 34). Важно изучение этих образований, поскольку они связаны с привносом и выносом, перераспределением минерального вещества пород, с деятельностью подземных вод и поровых растворов.

Интенсивное выщелачивание калийных солей с образованием конечного продукта — гематитовых прослоев связано не только с фациальными условиями, но и, на наш взгляд, с дегидратацией гипсов при повышении температуры и давления, превращением его в ангидрит. При этом освобождается большое количество кристаллизационной воды, обладающей высокой химической активностью. Эти воды могут оказывать заметное влияние на залежь ранее отложившихся солей. Подтверждением этого является приуроченность гематитовых прослоев к низам надсолевой толщи пород, значительное опреснение поровых растворов этих пород (до 4 г/л), что является намного ниже достоверно известной солености родоначального водоема, в котором происходило осадконакопление.

Поровые растворы оказывают влияние и на преобразование глинистых минералов. Тонкодисперсные фракции изученных пород оса-

дочной толщи характеризуются полиминеральным составом. Различие в ассоциации глинистых минералов обусловлено, с одной стороны, положением в разрезе и фациальными условиями, с другой — водонасыщенностью породы, условиями дренирования и составом порового раствора. При одной и той же ассоциации глинистых минералов наблюдается разное количественное соотношение между ними. Так, для верхней зоны разреза до глубины 290 м характерна ассоциация: каолинит + гидрослюда + монтмориillonит + палыгорскит; до глубины 330 м — гидрослюда + монтмориillonит и смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориillonит; до 400 м — гидратированные гидрослюды и смешанно-слоистые минералы; до глубины 600 м — ассоциация гидрослюд высокой степени гидратации. Часто отмечается одновременное нахождение глинистых минералов, образованных в резко отличительных геохимических условиях. Это

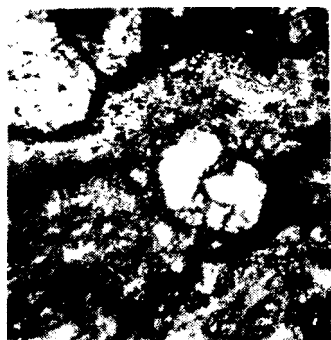


Рис.34. Гематитовый прослой, шлиф х72, гл.443,5, ствол 4-го рудоуправления

свидетельствует о большой устойчивости алюмосиликатов, что позволяет им сохраняться в условиях, явно отличных от условий их формирования, и необходимо длительное пребывание в иной обстановке для преобразования их в другие модификации глинистых минералов. Часто процесс преобразования не доходит до конца, до образования устойчивого в данных условиях минерала. Таким стадийным продуктом изменения являются смешанно-слоистые образования. Возникновение разбухающего компонента в гидрослуде связано с выносом K из межплакетных промежутков, с дегидратацией гидрослюды и постепенной ее монтмориillonитизацией. Как только в породе отмечается заметная примесь песчаного и алевролитового материала, изменяются геохимические условия среды, возникают новые ассоциации глинистых минералов. Процесс гидратации гидрослюды с частичным обособлением монтмориillonитовой фазы характерен для образцов пород, расположенных по разрезу близко к водопроницаемым водонасыщенным участкам /75,55/. В поровых растворах, отжатых из этих образцов, наблюдается повышенное содержание K, заметно увеличение Si и Al, Fe.

Ранее были отмечены /84/ случаи новообразования каолинита в алевролитовых прослоях среди гидрослюдистых глин на Василевичской площади. Аналогичные условия обнаружены в породах Петриковского месторождения солей (алевролит с глубины 505 м). Основным породообразующим глинистым минералом является гидро-

слюда. В алевроитовых прослоях отмечается более значительная примесь каолинита, иногда даже преобладание его над гидрослюдой, и, наконец, в песчаниках, алевролитах цемент почти полностью состоит из каолинита. Вероятно, в условиях более интенсивного дренирования происходит быстрое выщелачивание породы поровыми растворами, создается кислая среда, что способствует выветриванию полевых шпатов, а также перестройкам гидрослюды через смешанно-слоистое образование в каолинит. Приуроченность каолинита к фракции $< 0,005$ свидетельствует, что последний в поровом пространстве представлен крупными агрегатами, что характерно для новообразованного каолинита. Рассеянное органическое вещество в породе способствует созданию кислой среды, необходимой

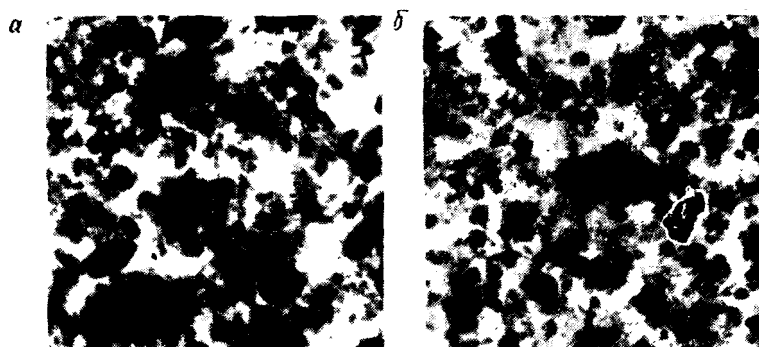


Рис.35. Электронно-микроскопические снимки ($\times 9000$) пород шахтных стволов 4-го рудоуправления:

а — глина, гл. 454 м; б — глина, гл. 259 м

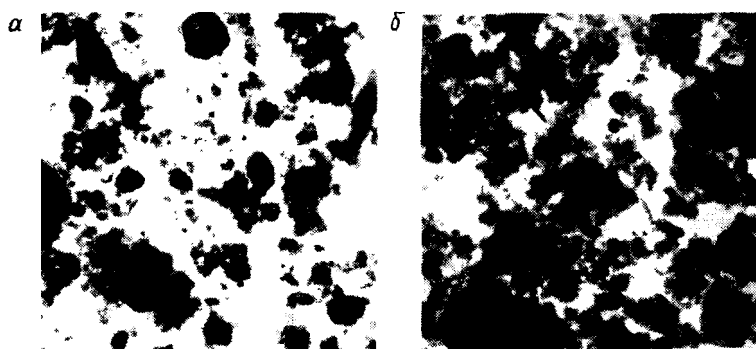


Рис.36. Электронно-микроскопические снимки ($\times 9000$) пород шахтных стволов 4-го рудоуправления:

а — глина, гл. 447 м; б — глина, гл. 337 м

для сохранения данного минерала.

Таким образом, существующие различия в минеральной части глинистого цемента песчано-алевролитовых прослоев объясняются не различными условиями образования, а диагенетическими и эпигенетическими их изменениями; в слабощелочной среде гидрослюда преобразуется в монтмориллонит, в кислой среде — в каолинит.

В отдельных местах отмечены новообразованные чешуйки гидрослюды, что отражено на электронно-микроскопических снимках (рис. 35;36) и на четком пике 10 кх на рентгенограмме.

Р.М.Гаррелс /35, 37/ на основании баланса свободной энергии образования минеральных веществ установил парагенетические ассоциации устойчивости (по профилю pH и Eh): 1) ассоциация, устойчивая в сильнощелочных условиях с высокой концентрацией ионов HCO_3^- , но с низкой концентрацией (CO_3)-2, pH 8—9; минералы: гипс, ангидрит, доломит, биотит; 2) область устойчивости кальцита, pH 7,8—8,5; 3) ассоциация устойчивости в слабощелочной обстановке, pH 7—7,8; минералы кислых фаций: окислы Fe, Mn, шамозит, кремнезем, полевые шпаты; минералы нейтральных и слабовосстановительных фаций: хлориты, глауконит, сидерит, родохрозит, фосфаты; минералы резковосстановительных фаций: пирит, марказит, фосфат, кремнезем, гидрослюда; 4) ассоциация, устойчивая в кислой обстановке, pH $\leq 7,0$; минералы: пирит, марказит, каолинит, ярозит.

В поровом пространстве создаются условия для концентрирования и насыщения поровых растворов, отжатых из глинистых пород. Формируются "ловушки" для накопления продуктов преобразования одних минералов в другие в зависимости от геохимических условий. С глубины 2—3,5 тыс. м роль поровых растворов как среды первичной аккумуляции и перераспределения вещества резко уменьшается. Сфера действия процессов массопереноса переходит из объема породы в зоны локальных дизъюнктивных нарушений. Таким образом, формирование горных пород есть в конечном счете сложный процесс перераспределения и перестройки вещества, протекающий в среде, насыщенной поровыми растворами.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ

Изучение микроэлементов в породах и водах имеет важное значение для установления минералогических и геохимических парагенезисов, ассоциаций и закономерностей их размещения для разработки рациональных методов поисков, разведки и эксплуатации полезных ископаемых /60,67,97,124,128,130/. В поровых растворах определялись J, Br, B, Sr, Fe, Cu, Al, Ba, Si, Mn, Ni, Co, V, Bi, Mo, Pb, Li, Cs и Rb.

Бром является наиболее распространенным элементом поровых растворов. Содержание его колеблется от следов до 4196,15 мг/л. Значения Br/C1 коэффициентов в поровых растворах варьируют от 0,003 до 0,005 и имеют близкие величины к морской воде (0,003). Это свидетельствует о том, что поровый раствор существенно не менялся со времени седиментационного периода и может являться критерием для реконструкции палеобассейна. Отмечается прямая зависимость абсолютного содержания брома от засоленности пород. Чем больше засоленность породы, тем выше содержание брома в поровом растворе.

Йод. Поровые растворы исследуемых пород содержат незначительные его количества: от следов до 14,1 мг/л. Не обнаружен йод и в водных вытяжках из пород. Объясняется это, по всей вероятности, тем, что йод в морских и океанических бассейнах связывается и концентрируется органическим веществом. С уплотнением осадка незначительная часть его отжимается в иловый раствор, а основная остается в твердой фазе и в дальнейшем сохраняется в составе ор-

ганического вещества горных пород /71,72/. При сравнении содержания J и Br в подземных водах и поровых растворах последние содержат их в меньших количествах и, естественно, не могут служить источником концентрации для подземных вод.

Стронций. Наиболее широко распространенный элемент поровых растворов. Содержание его в морских солях следующее (в %): в ангидрите 0,5; гипсе 0,01; арагоните 0,8; кальците 0,5; доломите 0,02; в морской воде 8,1–8,6 мг/л. Здесь и дальше содержания микроэлементов в морской воде даны по А.П.Виноградову /34, 35/. В глинисто-карбонатных породах надсолевой толщи девона стронция содержится 0,068–0,075%. Он является аналогом кальция и способен изоморфно замещать его в различных соединениях. Величины отношений Ca/Sr следующие: для карбонатных пород — 642, глини — 56, морской воды — 31, литосферы — 90/128,129, 130/. Содержание стронция в поровых растворах колеблется от 0,9 до 1880,0 мг/л. Минимальные количества его в поровых растворах надсолевой толщи Петриковского месторождения солей составляют от 0,9 до 5,9 мг/л. Значение отношений Ca/Sr варьирует от 169,0 до 991. Резко отличается величина отношения Ca/Sr поровых растворов Петриковского месторождения солей. Связано это с интенсивным процессом аутигенеза (с образованием целестина). Остальные значения этих отношений не выходят из нормальных для морской воды и карбонатно-глинистых пород.

В подземных водах девонской толщи содержание стронция колеблется от 20 до 1891,7 мг/л (табл. 31). В интервалах одних и тех же глубин подземные воды по сравнению с поровым раствором более насыщены стронцием. Распределение стронция поровых растворов по разрезу характеризуется увеличением его содержания с глубиной. Так, поровый раствор глины с глубины 160–360 м содержит стронция от следов до 6,3 мг/л, глина с глубины 550 м — 126 мг/л, межсолевая глина — 251 мг/л. Стронций — типоморфный элемент органогенного и хемогенного накопления /9,21/. Его содержание во многом определяется степенью засоленности пород и примесью органического вещества. Накопление стронция в поровом растворе связано с процессами концентрирования седиментационных морских вод, а также с последующим захоронением, диагенезом и метаморфизацией илового осадка. В исследуемых породах присутствует самостоятельный стронциевый минерал — целестин. Образование его связывают с активными эпигенетическими процессами перекристаллизации карбонатных пород, ангидритов, доломитизации известняков. В результате этих процессов происходит освобождение вновь образованных минералов от элементов-примесей с большими ионными радиусами и накопление их в растворе.

Барий. Быстро выходит из миграции при попадании в соленые морские воды ввиду перехода в труднорастворимую соль BaSO_4 . Содержание в морской воде его $5 \cdot 10^{-6}\%$. Барий содержится не во всех пробах поровых растворов. В поровых растворах межсолевых глинисто-карбонатных пород он зафиксирован в количестве 0,1–0,2 мг/л, а в поровом растворе галопелита Старобинского месторождения — 1,2 мг/л. Содержание Ba в подземных водах Петри-

ковского месторождения (глубина опробования 121-152,8 м) до 20 мг/л, величина отношения Sr/Br равна 5 Цезий ни в одной пробе не обнаружен. Литий в поровых растворах содержится в количестве от 1,6 до 6,0 мг/л, в морской воде — 10⁻⁶%. Содержание рубидия в поровом растворе составляет от 0,18 до 0,74 мг/л. Никаких закономерностей в накоплении и концентрации лития и рубидия в поровых растворах не установлено.

Бор. Обнаружен во всех пробах поровых растворов. Этот элемент концентрируется в морских осадках. За высокую способность к накоплению в морской воде В.М.Гольдшмидт /39/ назвал его "та-лассофильным" элементом. В настоящее время многие исследователи используют его в качестве индикатора морских отложений. Бора в морской воде содержится 4,6·10⁻⁴%. Концентрация бора в исследуемых породах колеблется в сланценосной и гипсоносной глинисто-карбонатной подтолще от 85 до 175 г/т породы, в гематитовой подтолще — от 110 до 246 г/т породы.

В поровых растворах глинисто-карбонатной надсолевой толщи бор содержится в количествах от 0,13 до 2,3 мг/л, в подсолевых и

Таблица 31

Содержание стронция и кальция в подземных водах и поровых растворах девонской толщи Припятской впадины

Место отбора проб	Глубина, м	Минерализация, г/л	Содержание, мг/л		$\frac{Ca}{Sr}$
			Ca	Sr	
Подземные воды					
Петриковское месторождение солей					
скв. 371	283,7-333,7	32,9	1058,0	20,0	52,9
скв. 286	315,8-389	70,9	1689,0	100,0	16,89
скв.367	432,2-482	86,4	1462,0	20,0	73,1
скв.397	598,0-603,8	304,2	2178,0	30,0	72,6
скв.397	431 -481,0	96,5	1425,0	40,0	35,6
скв.367	432,2-482,0	86,4	1462,0	20,0	73,1
скв.382	588,2-613	299,8	1142,0	40,0	28,5
Октябрьская площадь,скв.1	2140 -2157,0	321,0	12158,7	907,6	9,6
Вишанская площадь, скв.5	2589	347,6	61370,1	1745,8	35,1
Давыдовская плшадь,скв.2	2700,4-2699,7	341,0	54091,0	1891,7	28,5
Петриковская площадь, 6-Р	1903 -1905	327,0	14927,1	870,0	17,1
Поровые растворы					
Петриковское месторождение солей, скв. 397					
	263,0	55,4	505,6	5,1	991,0
	434,0	55,4	1000,0	5,9	169,0
	527,0	114,4	802,9	0,9	892,0
	587,0	312,7	2613,5	1,1	327,6
Октябрьская площадь, скв.2	857,4	387,19	96543,59	1880,0	51,3
	265,0	4,1	70,20	1,44	48,7
Давыдовская площадь, скв.3-к	396,0	30,46	954,3	19,9	47,9
	495,0	38,10	591,33	79,0	7,5
Давыдовская площадь, скв.9	3145,2	189,0	3643,2	251,0	14,5
	3198,0	67,8	2653,2	79,0	33,6
Вишанская площадь, скв.9	2816,0	49,2	4286,25	376,0	11,4
	2781,9	64,5	8275,2	1420,0	58,2
	2807,0	65,0	5800,0	318,0	18,2
	2850,2	60,9	6984,83	1262,0	55,3

межсолевых породах — от следов до 37,5 мг/л. Накопление борпроисходило в водах солеродного водоема. По данным Н.В.Тагеевой и М.М.Тихомировой /113/, при раннем диагенезе иловые осадки обогащаются бором благодаря сорбции его на глинистом материале. Уменьшение содержания бора вверх по разрезу надсолевой толщи указывает на рассолонение бассейна седиментации, особенно резко проявившееся в самых верхах глинисто-карбонатных пород /92/. Рассмотренные элементы Br, J, Sr, B вносятся в солеродный водоем в основном из морской воды, где они уже несколько сконцентрированы.

Такие элементы, как Fe, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, терригенного происхождения, они мигрируют главным образом в составе механических взвесей и подчинены в растворе. Содержание их в породе находится в прямой зависимости от кластического материала (табл. 32-34).

Элементы группы железа по-разному мигрируют в водных растворах: 1) элементы с широкой миграционной способностью — в первую очередь марганец и в меньшей мере медь; 2) элементы с незначительной миграционной способностью (особенно в морских водах) — никель, хром, ванадий, кобальт. Содержание некоторых из них в морской воде следующее (в %): Cu $2 \cdot 10^{-6}$, Ni $3 \cdot 10^{-7}$, Co $1 \cdot 10^{-7}$, Mn $4 \cdot 10^{-6}$, Fe $5 \cdot 10^{-6}$, Cr нет, V $5 \cdot 10^{-8}$, Ti $< 1 \cdot 10^{-7}$.

Железо. В исследуемых породах широко представлено в основном в рассеянном состоянии в виде окислов, силикатов и сульфидов. Окислы железа в виде минерала гидрогетита и гетита образуют регионально выдержанный маркирующий горизонт на Старобинском месторождении солей. Железо является активным в аутигенном минералообразовании, образует пленки на зернах, заполняет поры и микротрещины, оно является основным химическим компонентом при пиритизации, получившей широкое распространение на исследуемой территории. Атомы железа благодаря переменной валентности мигрируют с водными растворами. Содержание железа в поровых растворах колеблется от 0,7 до 22,2 мг/л.

Марганец. Довольно широко распространенный элемент в морских химических осадках. Мигрируя дальше других элементов группы железа, марганец накапливается в повышенных количествах в карбонатных осадках. В поровых растворах уже на ранних этапах диагенеза происходит накопление Mn по сравнению с морской водой. Содержание марганца в поровых растворах надсолевых пород колеблется от 0,2 до 1,9 мг/л, а в межсолевых и подсолевых — от 0,3 до 5 мг/л.

Медь. Содержится в поровых растворах в количестве от следов до 2,5 мг/л. Медь является легкоподвижным элементом и с раствором может мигрировать на большие расстояния. Исследователи отмечают накопление меди в иловых водах по сравнению с океанической водой.

Концентрация ванадия в поровых растворах варьирует от 0,08 до 0,27 мг/л, т.е. имеет очень низкие значения. При разрушении горных пород часть ванадия переходит в раствор, но очень быст-

Таблица 32

Микроэлементы в породах надсолевой толщи девона
Старобинского месторождения солей (св. 3-к)

Порода	Глубина, м	Содержание, $\mu \cdot 10^{-3}\%$						
		Ni	Co	Cr	V	Ti	Mn	Zr
Глина	150,2	2,8	1,75	50	6,7	445	39	29
Мергель	248,2	1,9	1,0	3,8	15,0	390	50	17
Глина	379,8	2,3	1,2	4,6	7,0	355	54	17,0
	391,0	2,2	1,1	3,3	5,0	235	56	13,5
	401,7	2,5	Не обн.	7,3	10,7	420	43,5	17
	448,1	2,5	"	2,5	7,5	210	50	16
	457,6	2,1	"	3,6	2,3	160	41	13,5
Мергель	471,8	2,7	"	4,0	10,2	430	50	29
	528,3	1,2	"	1,8	2,3	200	85	13,5
	531,9	2,0	1,0	3,9	10,0	185	39	12,0
Глина	542,9	1,8	1,1	3,9	5,2	195	57	17,5
Мергель	567,8	2,1	Не обн.	21	7,0	300	127	19,5
Доломит	579,5	1,7	"	2,2	2,0	125	137	10,5
Глина	589,4	1,6	0,8	3,7	5,0	175	27	14
	613,9	3,3	1,0	11,5	16,5	450	27	30
	613,9	3,6	1,5	12,0	11,5	480	46	21
Каменная соль	627,5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	8,0	4,4	Не обн.
Глина	638,7	2,0	1,0	5,5	8,7	310	21	26
	654,3	4,8	Не обн.	15,2	5,2	317	61	26
	654,3	2,1	1,1	4,7	6,8	285	100	16,5
	671,9	1,85	Не обн.	3,3	2,9	230	100	50,0
	677,0	Не обн.	"	Не обн.	1,6	7,5	5,3	Не обн.
	696,6	3,2	1,7	9,8	11	435	18,5	27,0

Таблица 33

Микроэлементы в породах надсолевой толщи девона
Петриковского месторождения солей (св. 335)

Порода	Глубина, м	Содержание, $\mu \cdot 10^{-3}\%$						
		Ni	Co	Cr	V	Ti	Mn	Zr
Песчаник	12,4	3,0	Не обн.	14,5	10,2	650,0	10,0	48,0
	94,2	2,0	"	5,3	9,2	205,0	10,7	47,0
Мергель	101,2	Не обн.	"	Не обн.	1,4	13,0	25,0	5,2
	109,3	"	"	"	1,1	28,0	27,0	3,0
	119,9	"	"	"	1,25	35,0	19,0	4,0
	129,1	"	"	1,1	1,1	33,0	33,5	4,0
Мелоподобный мергель	136,8	"	"	1,2	1,2	21,0	81,0	3,0
Песчаник	146,9	1,75	"	44,5	25,0	140,0	215,0	13,0
	150,1	1,2	"	1,2	2,1	42,0	135,0	11,0
Глина слабо- опесчаненная	190,7	7,5	2,0	16,0	15,5	650,0	92,0	43,0
Глина	198,1	7,5	2,4	19,0	22,0	1	73,0	56,0
	208,8	5,8	2,8	13,5	13,0	750,0	42,0	24,5
Известняк лещанистый	211,7	0,9	Не обн.	4,4	2,1	122,0	29,0	24,0
Песчаник	211,8	2,4	"	15,0	4,4	525,0	14,5	95,0
	235,2	1,9	"	14,0	2,2	540,0	5,3	92,0
Глина	241,4	1,4	"	2,9	2,3	365,0	20,0	137,0
Алеврит	249,1	2,3	"	2,3	10,2	675,0	9,0	260,0
Глина опесчаненная	263,3	2,0	"	3,2	2,0	232,0	6,7	111,0
Глина	299,2	1,4	"	4,2	6,5	710,0	8,1	72,0
	308,65	1,9	"	5,6	7,8	1	16,0	145,0

Порода	Глубина, м	Содержание, $n \cdot 10^{-3}\%$						
		Ni	Co	Cr	V	Ti	Mn	Zr
Песчаник								
уплотненный	314,2	1,5	He обн.	3,8	2,3	510	11,5	108,0
Глина	326,0	2,0	"	3,9	3,9	580	14,5	85,0
	336,9	2,0	"	4,2	2,5	430	16,0	82,0
	344,1	3,25	2,7	3,5	3,1	520	11,5	125,0
	352,9	1,35	He обн.	2,8	1,4	112	6,2	23,0
Песчаник	356,9	1,35	"	2,3	2,3	135	6,2	22,0
Глина	357,7	1,9	"	5,3	4,6	210	11,0	105,0
Песчаник	366,9	1,4	"	1,9	1,5	200	8,4	65,0
	374,9	4,0	1,7	11,5	14,5	1	55,0	69,0
Глина	386,3	2,5	He обн.	7,3	10,5	620	6,7	43,0
	392,1	1,5	"	2,8	2,8	172	605,0	12,5
	414,2	1,6	"	2,9	3,0	215	107,0	23,0
	1117,3	2,4	1,2	4,2	8,1	267	81,0	13,0
	1137,9	0,9	He обн.	2,7	1,6	115	52,0	27,5
	1157,4	1,5	"	2,2	3,4	243	30,5	17,0

Таблица 34

Микроэлементы в породах надсолевой толщи девона
(Петриковское месторождение солей, скв. 397)

Порода	Глубина, м	Содержание, $n \cdot 10^{-3}\%$								
		Sr	Ba	B	Ni	Co	Cr	V	Mn	Ti
Глина	276,0	He обн.	He обн.	12,0	1,3	0,7	2,9	4,2	50,0	190,0
Глина										
алевритистая	280,0	"	"	18,0	1,3	0,7	2,5	7,5	27,0	220,0
Глина	329,0	"	5,0	24,5	1,4	0,8	1,9	18,0	60,0	270,0
	311,0	Сл.	20,0	24,5	3,4	2,1	5,5	19,0	33,0	480,0
Мергель	345,3	50,0	15,0	7,5	1,3	0,8	2,3	9,5	21,0	210,0
Глина	384,5	25,0	10,0	19,5	1,6	1,1	4,0	44,0	36,0	220,0
Песчаник	420,0	50,0	20,0	3,0	0,7	0,3	-	2,0	65,0	500,0
Глина	505,0	25,0	10,0	27,0	1,0	0,8	1,9	6,0	32,0	170,0
Глина доломитизированная	514,0	20,0	20,0	26,5	1,4	1,1	2,6	9,0	25,0	320,0
	527,0	He обн.	10,0	23,0	1,3	1,1	2,3	7,5	27,0	160,0
Мергель	570,0	70,0	He обн.	7,0	0,9	0,7	1,4	3,8	200,0	100,0
Глина	587,0	30,0	5,0	50,0	1,4	0,8	2,0	5,0	11,0	215,0
Карбонатно-ангидритовая порода	600,0	100,0	He обн.	5,5	0,6	0,5	He обн.	2,5	40,0	70,0

ро захватывается осадками недалеко от источника. Этим объясняется, что ванадий в водах, как правило, не концентрируется. В морской воде его всего $10^{-7}\%$, поэтому привнос его с морскими водами совершенно исключен.

Никель и кобальт. Имеют незначительное содержание в морской воде, что связано с выходом их из миграции при pH 6,7–6,8. Н.М.Страхов и Э.С.Залманзон /48/ считают, что роль истинных растворов в миграции Ni и Co незначительна. Основной формой миграции их является сорбция на глинистых частицах.

Содержание Ni в поровых растворах колеблется от 0,2 до 0,8 мг/л, Co — от 0,3 до 1,4 мг/л, в подземных водах надсолевой толщи девона — от следов до 20 мг/л, максимальные концент-

рации его характерны для водоносных горизонтов мезо-кайнозойских отложений, с глубиной содержание никеля уменьшается, а кобальт вообще не обнаружен.

Для палеогидрогеологических построений очень важны геохимические показатели отношений Cu/Ni , V/Ni , Mn/Ni , Fe/Ni . В табл. 35–37 приведены эти данные для поровых растворов надсолевой толщи Петриковского месторождения. Аналогичные коэффициенты для морской воды следующие: $\text{Cu/Ni} = 6,6$; $\text{V/Ni} = 0,16$; $\text{Fe/Mn} = 1,2$; $\text{Mn/Ni} = 13,3$. При сравнении этих показателей можно отметить, что медно-никелевое отношение в поровых растворах несколько занижено по сравнению с морской водой. Только в интервале 345–384 м оно несколько выше, чем для морской воды. Для подземных вод в интервале глубин 345–284 м медно-никелевое отношение несколько выше морской воды, а в интервале глубин 242–244 м равно 8, т.е. близко к морской воде и поровым растворам. Ванадий-никелевое отношение, наоборот, для поровых растворов несколько повышено, иногда в 2–3 раза по сравнению с морской водой, что вполне согласуется с указанными положениями о путях миграции ванадия. Марганец-никелевое отношение явно занижено в поровых растворах по сравнению с морской водой. Объясняется это, по-видимому, захватом марганца карбонатными породами, в которых он накапливается и соответственно понижает содержание его в поровом растворе. Для растворов Петриковского месторождения этот геохимический показатель варьирует от 0,66 до 122, а для Старобинского месторождения — от 0,07 до 3,7. Железо-марганцевый показатель повышен в поровых растворах по сравнению с морской водой. Содержание висмута и молибдена в поровых растворах незначительное: $\text{Bi } 0,09\text{--}1,7 \text{ мг/л}$, $\text{Mo } 0,2\text{--}0,66 \text{ мг/л}$. В морской воде Bi содержится $2 \cdot 10^{-8} \%$, молибден не обнаружен. Свинец концентрируется в поровых растворах в количестве от следов до $3,4 \text{ мг/л}$. Содержание этого элемента в морской воде $4 \cdot 10^{-7} \%$.

Кроме названных малых элементов в поровых растворах спорадически присутствует Al и Si . Содержание первого колеблется от 1,9 до $19,6 \text{ мг/л}$, второй в растворах надсолевой толщи отсутствует.

Таким образом, содержание микроэлементов поровых растворов обусловлено, с одной стороны, физико-химическими свойствами самого элемента, с другой — условиями среды. Источником микроэлементов поровых вод являются вмещающая порода и морская вода древних бассейнов седиментации /98,129,130/. В целом к моменту выпадения хлористых солей в солеродном бассейне заканчивается миграционный путь атомов микроэлементов. По мере поступления в соленую и резко щелочную ($\text{pH } 7,8\text{--}8,5$) воду происходит быстрая коагуляция и осаждение обломочного и глинистого материала, вместе с которыми в осадок уходят и микроэлементы. Содержание микроэлементов в рассолах соленосной толщи приведено в табл. 38. Несомненно, в миграции многих малых элементов поровых растворов огромная роль принадлежит органическому веществу как поставщику этих элементов и как фактору, влияющему на их концентрацию /62/.

Таблица 35

Микроэлементы в поровых растворах
(стволы 4-го рудоуправления), мг/л

Порода	Глубина, м	B	Sr	Fe	Ba	Mn	Cu	Ni	Co	Al
Глина	160,0	0,7	0,89	7,2	1,2	1,24	1	0,33	1,3	4,9
	165,0	0,89	0,9	11,3	He обн.	0,02	1,0	0,25	1,0	4,1
	180,0	0,47	1,1	1,1	"	0,74	1,1	0,25	1,3	4,1
	194,0	0,67	0,86	16,2	"	0,02	0,9	0,28	0,88	4,1
	258,5	1,7	0,88	20,0	"	0,03	1,1	0,3	0,79	3,9
	342,0	0,84	0,87	20,0	"	0,09	0,8	0,29	0,6	3,0
	354,0	1,0	0,89	20,0	"	0,1	0,9	0,35	0,81	4,2
	466,0	1,8	0,9	20,0	"	0,29	0,9	0,4	0,48	5,2
Доломит	515,0	2,3	0,92	20,0	"	0,32	1,2	0,5	0,75	5,5

Порода	Глубина, м	V	Bi	Mo	Pb	Геохимические коэффициенты			
						$\frac{Cu}{Ni}$	$\frac{Mn}{Ni}$	$\frac{Fe}{Mn}$	$\frac{V}{Ni}$
Глина	160,0	0,27	0,64	0,66	2,2	3,03	3,7	5,8	0,82
	165,0	0,09	0,1	0,3	1,0	4,0	0,08	565,0	0,36
	180,0	0,26	0,34	0,33	2,1	4,4	2,56	1,49	1,04
	194,0	0,08	0,23	He обн.	1,1	3,21	0,07	810,0	0,29
	258,5	0,09	0,4	"	1,56	3,7	0,1	666,7	0,3
	342,0	0,1	0,8	0,21	1,35	3,0	0,3	222,0	0,35
	354,0	0,1	0,83	0,2	1,6	2,6	0,25	200,0	0,3
	466,0	0,11	0,9	He обн.	1,8	2,25	0,73	70,0	0,28
Доломит	515,0	0,13	1,09	0,18	2,8	2,4	0,64	62,5	0,26

Таблица 36

Микроэлементы поровых растворов (скв. 397)

Порода	Глубина, м	B	Sr	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Al
Глина алевроитовая	158,0	1,1	0,7	0,7	1,64	0,89	0,32	1,4	2,1
Глина песчаная	276,0	0,13	0,96	19,2	0,64	0,71	0,21	0,79	9,7
Глина алевроитовая	280,0	1,2	1,0	8,4	0,2	1,0	0,3	0,9	4,5
Глина аргиллитоподобная	311,0	0,75	1,4	16,1	0,95	0,7	0,3	0,9	2,5
	329,0	0,82	1,1	18,0	1,3	0,81	0,5	0,9	1,9
Мергель	345,3	-	-	20,1	1,5	0,92	0,81	0,4	10,5
Глина аргиллитоподобная	384,5	-	-	22,2	1,94	1,25	1,6	0,35	19,6
	505,0	-	-	18,5	1,2	1,1	0,23	0,5	5,1
	527,0	1,0	0,92	14,6	0,88	0,83	0,2	0,77	2,9
Алевролит	565,0	2,0	1,1	13,2	0,8	1,0	0,5	0,58	4,3
Глина	587,0	1,1	1,1	17,2	0,92	0,75	0,28	0,6	3,6
	601,5	-	-	9,3	0,9	1,0	0,32	0,63	3,9
Мергель	604,0	-	-	12,7	0,79	0,98	0,21	0,56	4,0

Порода	Глубина, м	V	Bi	Mo	Pb	Геохимические коэффициенты			
						$\frac{Cu}{Ni}$	$\frac{Mn}{Ni}$	$\frac{Fe}{Mn}$	$\frac{V}{Ni}$
Глина алевроитовая	158,0	0,14	0,14	0,23	He обн.	2,78	5,1	0,43	0,4
Глина песчаная	276,0	0,07	1,7	0,46	3,4	3,4	3,0	30,0	0,3

Порода	Глубина, м	V	Bi	Mo	Pb	Геохимические коэффициенты			
						Cu Ni	Mn Ni	Fe Mn	V Ni
Глина алевро- ритистая	280,0	0,09	0,08	0,2	0,9	3,3	0,66	42	0,3
Глина аргил- литоподобная	311,0	0,1	0,3	0,3	1,2	2,3	3,2	16,9	0,3
	329,0	0,08	0,1	0,25	1,8	1,6	2,6	13,9	0,16
Мергель	345,3	0,1	0,16	0,2	2,4	1,1	1,8	11,4	0,1
Глина аргил- литоподобная	384,5	0,14	1,5	0,36	3,1	7,8	12,1	11,4	0,08
	505,0	0,12	0,14	0,32	1,3	7,7	5,2	15,4	0,52
	527,0	0,14	0,1	0,56	1,8	4,1	4,4	16,6	0,7
Алевролит	565,0	0,14	0,5	0,22	1,3	2,0	1,6	16,5	0,28
Глина	587,0	0,09	0,1	0,23	2,2	2,7	3,6	18,7	0,3
	601,5	0,08	0,11	0,25	2,0	3,1	2,7	10,3	0,25
Мергель	604,0	0,1	0,09	0,29	1,5	4,7	3,7	16,1	0,5

Таблица 37

Микроэлементы поровых растворов (4-е рудоуправление), мг/л

Порода	Глубина, м	B	Sr	Fe	Ba	Mn	Cu	Ni
Глина	160,0	0,70	0,89	7,20	1,20	1,24	1,00	0,33
	165,0	0,89	0,90	11,30	Не обн.	0,02	1,00	0,25
	180,0	0,47	1,10	1,10	"	0,74	1,10	0,25
	194,0	0,67	0,86	16,20	"	0,02	0,90	0,28
	258,5	1,70	0,88	20,00	"	0,03	1,10	0,30
	329,4	Сл.	Сл.	0,67	"	0,47	3,50	Не обн.
	342,0	0,84	0,87	20,00	"	0,09	0,80	0,29
	354,0	1,00	0,89	20,00	"	0,10	0,90	0,35
	369,0	4,20	3,00	0,93	"	0,48	1,00	Не обн.
Глина с гипсом	385,0	7,50	4,00	1,20	"	0,55	0,65	"
	402,0	Не обн.	4,50	1,00	"	0,90	1,20	Сл.
Доломит	466,0	1,80	0,90	20,00	"	0,29	0,90	0,40
Глина	515,0	2,30	0,92	20,00	"	0,32	1,20	0,50
Мергель	609,0	1,60	>30,0	2,50	"	0,75	0,70	Сл.
Внутрисолевыми прослои глины	633,0	>4,50	>30,0	7,90	"	2,20	0,90	0,44
Глина (образец)	316/11	Сл.	>30,0	1,40	"	3,20	1,00	Сл.
	317/12	"	>30,0	2,40	"	2,50	1,60	0,74

Порода	Глубина, м	Co	Al	V	Bi	Mo	Pb
Глина	160,0	1,30	4,90	0,27	0,64	0,66	2,20
	165,0	1,00	4,10	0,09	0,10	0,30	1,00
	180,0	1,30	4,10	0,26	0,34	0,33	2,10
	194,0	0,88	4,10	0,08	0,23	Не обн.	1,20
	258,5	0,79	3,90	0,09	0,40	"	1,56
	329,4	Не обн.	0,33	Не обн.	Не обн.	"	Сл.
	342,0	0,60	3,00	0,10	0,80	0,21	1,35
	354,0	0,81	4,20	0,10	0,83	0,20	1,60
	369,0	Не обн.	0,36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
Глина с гипсом	385,0	"	0,99	"	"	"	"
Глина	402,0	"	1,00	"	"	"	1,90
Доломит	466,0	0,48	5,20	0,11	0,90	"	1,80
Глина	515,0	0,75	5,50	0,13	1,09	0,18	2,80
Мергель	609,0	Не обн.	2,90	Не обн.	Не обн.	0,34	3,00
Внутрисолевыми прослои глины	633,0	"	2,30	"	1,25	Не обн.	1,90
Глина (образец)	316/11	"	0,40	"	1,10	"	1,60
	317/12	"	0,70	"	1,30	"	2,10

Таблица 38

Микроэлементы в рассолах Солигорского комбината,
мг/л

Глубина, м	Минерализация, г/л	Mn	Pb	Mo	V	Cu	Fe	Ni
2-е рудоуправление								
290,0	463,5	>0,1	He обн.	He обн.	He обн.	0,044	>0,1	He обн.
346,0	282,0	0,13	"	"	0,035	>0,1	>0,1	0,19
372,0	320,2	0,25	"	0,02	0,027	0,13	>0,1	0,055
410,0	319,0	0,15	"	0,27	He обн.	0,028	>0,1	He обн.
3-е рудоуправление								
265,0	10,0	0,1	"	0,038	"	0,011	0,03	"
327,0	46,5	0,024	"	0,021	"	0,018	0,058	"
410,0	319,8	0,25	"	He обн.	0,021	0,063	>0,1	"
620,0	483,3	>0,1	"	"	He обн.	0,36	0,07	0,22
4-е рудоуправление								
413,0	206,9	0,079	0,021	0,0037	Сл.	0,07	0,029	0,0065
452,7	311,5	0,08	0,025	0,0038	"	0,075	0,026	0,007
472,5	305,2	0,083	0,026	0,004	"	0,06	0,022	0,007
512,0	313,9	0,081	0,003	0,0038	"	0,063	0,028	0,0077

Глубина, м	Минерализация, г/л	Al	Co	Bi	B	Sr	Zn	Ba
2-е рудоуправление								
290,0	463,5	0,0045	He обн.	He обн.	>30,0	>30,0	He обн.	0,21
346,0	282,0	0,0049	"	"	12,5	4,2	"	He обн.
372,0	320,2	0,006	"	"	14,0	6,7	"	"
410,0	319,0	0,0036	"	"	13,0	7,8	"	"
3-е рудоуправление								
265,0	10,0	0,0014	He обн.	He обн.	1,7	6,3	"	"
327,0	46,5	0,01	"	"	2,8	3,4	"	"
410,0	319,8	0,013	"	"	18,0	>30,0	0,061	"
620,0	483,3	0,025	0,076	"	>30,0	>30,0	0,068	0,18
4-е рудоуправление								
413,0	206,9	0,011		0,0018	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
452,7	311,5	0,01		0,0018	"	"	"	"
472,5	305,2	0,012		0,0021	"	"	"	"
512,0	313,9	0,01		0,002	"	"	"	"

Значительная роль в миграции микроэлементов принадлежит глинистым минералам. К элементам, находящимся в кристаллических решетках глинистых минералов или адсорбированных на их мицеллах, относят V, Co, Ni, Ti, Pb.

Сопоставление количественного содержания микроэлементов в поровых растворах и подземных водах показало, что поровые растворы имеют более пестрый качественный состав элементов. В количественном отношении гравитационно-подвижные воды более насыщены микроэлементами по сравнению с поровыми водами.

В породах Припятской впадины исследователи отмечают различные формы нахождения органического вещества /73,74/. В юрских и карбоновых отложениях это в основном гумусовые, реже сапропелево-гумусовое органическое вещество. В девонской надсолевой толще оно относится к группе сапропелитов и гумито-сапропелитов. Среди надсолевой толщи встречаются породы, обогащенные органическим веществом до такой степени, когда они могут быть отнесены к горючим сланцам и относятся к группе сапропелевых. Горючий сланец из шахты Солигорска имеет $S_{орг}$ 6,17%.

При минералого-петрографическом изучении отмечаются желто-коричневые, шагреново-зернистые, бесструктурные образования, представляющие концентрат фюзинированных и липоидных микрокомпонентов буроугольной стадии метаморфизации. Диффузионно-рассеянное пелитоморфное органическое вещество окрашивает породу в более темные цвета. На термограммах оно придает значительную интенсивность экзотермическому эффекту с максимумом около 320° . Часто этот эффект проявляется в широком температурном интервале (конец реакции 620°), что дает основание считать, что он обусловлен не только окислением содержащегося органического вещества, но и наличием битумов.

Часто в исследуемых породах отмечается эпигенетический характер залегания органического вещества в виде прожилков, заполнения пор трещин, каверн и вкрапленности. Органическое вещество отличается бесструктурностью, однородностью, представляет собой, по-видимому, молекулярно-дисперсную смесь, сорбированную глинистыми частицами /74,102/.

Для изучения геохимической истории миграции и концентрации рассеянного органического вещества очень важно знать содержание его в подземных водах и в поровых растворах /101,123,96,65/. До последнего времени растворимое органическое вещество поровых растворов определялось только в иловых растворах либо во влагонасыщенных породах, залегающих на небольшой глубине. И только в 1969 г. в работах А.А.Карцева, М.Я.Дудовой и О.П. Абрамовой /58,59/ появились количественные данные об органической составляющей поровых вод глубинных зон. Однако эти определения были сделаны из поровых растворов, полученных при предварительном 10-20-кратном увлажнении породы, что, безусловно, позволяет интерпретировать эти данные к природным поровым растворам лишь условно. Как считает А.А.Карцев, полученные материалы "следует расценивать с точки зрения частичного моделирования природного процесса эмиграции органического вещества из пород при выжимании из последних связанных вод".

Содержание растворенного органического вещества в поровых растворах зависит от термодинамических и гидрогеологических условий залегания и литологии пород, от минерализации и состава поровых растворов, от обогащенности пород органическим веществом. Определено содержание $S_{орг}$ в поровых растворах, отжатых

из пород с естественной влажностью, приуроченных к различным месторождениям полезных ископаемых Белоруссии, из бурых углей Житковичского месторождения, из глин, мергелей, алевролитов над-солевой толщи Петриковского и Старобинского месторождений солей и глинисто-карбонатных пород нефтегазоносных районов Речицкой и Василевичской площадей (табл.39,40).

В семилукско-саргаевских девонских породах Речицкой площади содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,06 до 0,6%, т.е. является довольно низким, причем минимальные значения относятся к известнякам и доломитам (0,06–0,32%), максимальные – к мергелям (0,47–0,60%). При пересчете на бескарбонатное вещество максимальное содержание органического вещества в породе достигает 2,7–4,75% /73/. Содержание $C_{орг}$ в поровых растворах из этих отложений составляет 196,0–206,4 мг/л. Сравнительно высокие концентрации $C_{орг}$ в поровых растворах по сравнению с породой опре-

Таблица 39

Содержание $C_{орг}$ в поровых растворах пород разного литологического состава*

Район отбора	Порода	Глубина, м	$C_{орг}$, мг/л
Петриковское месторождение солей, скв. 335	Глина	386,3	76,8
	"	1117,3	75,6
Петриковское месторождение, скв. 339	Глина опесчанная	36,3	278,4
	Глина	37,5	157,2
	Алевролит	71,6	331,2
	Мел	104,2	355,2
	Глина	165,8	195,6
	Глина опесчанная	200,0	309,6
	Глина	384,0	343,2
Старобинское месторождение солей, скв. 3ж	"	106,3	29,8
Василевичская пл., скв.5	Глинистый мергель	274,0	97,3
Речицкая пл., скв.89	Мергель	2704	206,4
	"	2729	196,0
Житковичское месторождение углей	Бурый уголь	24,0	31,2

* Анализы выполнены Д.М.Новосельцевой (г.Москва), О.Г.Абрамовой (г.Ашхабад).

Таблица 40

Содержание $C_{орг}$ в породах и поровых растворах Петриковского месторождения солей (скв.339)

Порода	Глубина, м	$C_{орг}$ в породе, %	$C_{орг}$ на бескарбонатное вещество, %	$C_{орг}$ в поровом растворе, мг/л
Глина песчанная	36,3	0,044	0,044	278,4
Глина	37,5	0,095	0,097	157,2
Мел белый	104,2	0,033	0,232	355,2
Глина	165,8	0,464	0,464	195,6
Глина аргиллитовая	384,0	0,072	0,111	343,2

деляются, вероятно, близостью скоплений углеводородов. Поровый раствор играет роль посредствующего звена на пути миграции углеводородов, что раскрывает новые гидрогеологические аспекты процессов нефтеобразования и нефтенакпления. Количественное значение органического углерода может быть использовано при оценке прогнозных запасов нефти и газа /57/.

Интересные данные получены при изучении поровых растворов, отжатых из бурых углей Житковичского месторождения. Бурые угли землистые, иногда полосчатые в результате включений фюзена и натеков гуминовых кислот. Химический состав их следующий: $C_{орг}$ — 51–67%, H^2 — 2,9–7,2; $S^{2-}_{общ}$ — 0,2–1,0%.

Химический состав порового ^{общ}раствора из бурых углей (в мг-экв на 100 г): $Na^+ + K^+$ — 26,02; Ca^{2+} — 3,52; Mg^{2+} — 1,96; Cl^- — 30,0; SO_4^{2-} — не обн.; HCO^- — 1,5; CO_2^{2-} — не обн.; J и Br не обн., минерализация раствора 2900 мг/л, $C_{орг}$ — 31,2 мг/л.

Изучено содержание $C_{орг}$ в поровых растворах глинисто-мергелистой толщи Петриковского и Старобинского месторождений солей. Оно колеблется от 29,8 до 335,2 мг/л. Наибольшее его количество зафиксировано на глубинах 36,3–104,2 м, причем 50–80% связано с гуминовыми кислотами. При сравнении $C_{орг}$ поровых растворов надсолевой толщи Петриковского и Старобинского месторождений солей наблюдается повышенное содержание его в растворах Петриковского месторождения, причем сравнительно более водопроницаемые породы (алевролит, опесчаненные глины, микротрещиноватые мергели) содержат повышенные концентрации $C_{орг}$, чем плотные глины. Так, трещиноватый мел с глубины 104,2 м имеет в поровом растворе 355,2 мг/л $C_{орг}$, а глина с глубины 165,8 м — 195,6 мг/л. Содержание $C_{орг}$ в поровых растворах позволило гидрогеологам на Петриковском месторождении подметить зоны разгрузки глубинных подземных вод, в которых создались условия для концентрирования растворенного органического вещества.

Изучение $C_{орг}$ в поровых растворах раскрывает новые гидрогеохимические аспекты процессов миграции и концентрации органического вещества, пути его метаморфизации. Процесс этот проходит в поровом пространстве породы в контакте с седиментогенными водами. При этом между поровыми растворами и продуктами метаморфизации возникают самые различные взаимоотношения. Изучению органического вещества поровых растворов для буроголильных и нефтегазоносных районов уделяется большое внимание.

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ — ИНДИКАТОР ПАЛЕОГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ ДЕВОНСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА

Образование осадочных пород и поровых растворов генетически взаимосвязано на стадиях седиментогенеза и литогенеза и определяется химическим и динамическим равновесием в системе поровые растворы — минеральное и органическое вещество пород.

Исследуемые девонские породы Припятской впадины в основном относятся к морскому генезису и к ним приурочены основные полезные ископаемые Белоруссии — нефть и соль.

Понятны усилия многих ученых, направленные на выяснение условий их образования и закономерностей распределения. В этой связи все больше внимания уделяется изучению процессов, протекающих в современных морских и океанических осадках, которые рассматриваются как первоначальная форма образования осадочных пород морского генезиса. Изменения, происходящие в иловой воде, более тонко, чем изменения в твердой фазе, отражают процессы раннего диагенеза морских осадков.

Значительные успехи в настоящее время получены в результате глубокого бурения океанического дна до глубины 4,5 тыс.м. Изучен химический состав поровых растворов и дана геологическая интерпретация диагенетическим изменениям иловых растворов и вмещающих пород. Пробуренная восточнее Багамских островов скважина до глубины 4685 м вскрыла породы, в которых поровый раствор по общей минерализации и по содержанию Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} и других компонентов тождествен современной морской воде. Отмечается ничтожное уменьшение SO_4^{2-} и соответственно прирост HCO_3^- , что объясняется слабо протекающими процессами редукции в илах. Это показывает, что на протяжении последних $70-80 \cdot 10^6$ лет солевой состав океанической воды оставался постоянным не только в общем, но и в деталях /109/. В Мексиканском заливе, где вскрыты соляные купола, наблюдается отчетливый рост солености поровых растворов в непосредственной близости от соленосной толщи в результате процессов диффузии.

Поровые растворы древних морских отложений позволяют дополнить и уточнить стратиграфические признаки и фациальную характеристику осадочных горных пород и в связи с этим оценить возможность реконструкции солености древних морей. В основу палеорекострукции поровых растворов от девонского морского седиментационного бассейна до настоящего времени на территории Припятского солеродного бассейна положены представления В.И.Вернадского, А.П.Виноградова, Н.М.Страхова о неизменности океанической воды в течение 1-1,5 млрд.лет /33,34,106/, аналитические данные И.К.Жеребцовой и Н.П.Волковой о естественном концентрировании современных вод океана и морей /45/, а также материалы О.В.Шишкиной, Н.В.Тагеевой, Л.М.Тихомировой, Н.М.Страхова и американских исследователей о диагенетическом изменении поровых и иловых вод современных морских осадков /108,113,124/.

Путем сопоставления минерало-петрографического комплекса пород и аутигенных минералов с химическим составом поровых растворов появилась возможность выяснить первичный или вторичный характер происхождения поровых растворов, установить, сингенетичен он вмещающей породе или нет и в результате каких процессов произошло изменение их состава. К седиментационным водам относят поровые растворы, которые образовались одновременно с вмещающими породами и сохранились от предшествующих геологических эпох. Для бассейнов, где сохранились седиментационные во-

ды, характерно: 1) immobile минеральное вещество, которое с течением геологического времени количественно и качественно существенных изменений не претерпело; 2) солевой состав этих вод если и подвергается каким-либо изменениям, то только за счет взаимодействия с минеральным веществом пород, а также в результате изменения термодинамических условий нахождения последних; 3) седиментационные воды и их состав могут иметь любой геологический возраст от кембрийских до современных /105, 106/.

Петриковское и Старобинское месторождения солей представляют собой единый солеродный девонский бассейн в различных его частях. Формирование химического состава поровых растворов во многом определяется гидрогеологическими условиями и составом подземных вод исследуемого района.

Гидрогеологи выделяют следующие 4 этапа формирования подземных вод /31, 32/.

Первый этап начался сразу же после процессов садки солей в солеродный бассейн и характеризовался активными процессами разрушения верхней части соленосной толщи. Подземные воды растворяли соляные компоненты и выносили их, на месте образовывались продукты выщелачивания — карстогенные породы, которые в периоды активизации тектонических движений размывались, уплотнялись, приобретая жесткость и прочность структурных связей. Этот этап характеризуется единой гидравлической связанностью водоносных горизонтов.

Второй этап связан с началом погружения региона и перекрытием карстогенных пород осадочными отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Были образованы две пачки пород, различные по литологическому составу: нижняя — массивные мергели, глины и доломиты и верхняя — гипс, прослои доломитов, сапропелевые мергели и горючие сланцы. Соленосные карстогенные породы оказались вне зоны внешних процессов выщелачивания. В процессе погружения в терригенных осадках происходило отжатие седиментационных вод, породы уплотнялись и литифицировались.

Третий этап связан с воздыманием региона в позднепалеозойское время. Происходило формирование локальных структурных поднятий и разделяющих их депрессий. Тектоническое напряжение оказывало воздействие на породы, в массивных глинах и мергелях формировались водопроводящие трещины, происходило отжатие подземных вод из нижних частей глинисто-мергелистой толщи, разгрузки которых осуществлялись в зонах развития интенсивной трещиноватости.

Четвертый этап связан с погружением региона. Происходило накопление осадочных пород верхнепалеозойского и мезо-кайнозойского возраста, а надсолевая толща девона погружалась на значительную глубину. Заключенные в них воды оказывались изолированными водоупорными породами сланценой пачки верхнего девона и слабопроницаемыми породами карбона. На этом этапе происходило повторение циклов накопления осадков в связи с неоднократными регрессиями и трансгрессиями моря. С неогена устанавливаются континентальные условия осадконакопления. Дальнейшая история развития пород, а также сохранение и разрушение месторождений солей

тесно связана с гидрогеологическими факторами, которые играют существенную и нередко решающую роль в изменении породы.

Исследуемый район отличается сравнительно спокойным, выдержанным залеганием пород, представленных глинами, мергелями, известняками с прослоями гипсов, ангидритов, доломитов. По наблюдаемым в породах реликтам и аутигенным минералам авторы попытались определить пределы вероятных концентраций активных компонентов, оставленных подземными водами в определенный период геологической истории. В аутигенном комплексе девонских пород широкое распространение получили кальцит, доломит, гипс, ангидрит, пирит, целестин, окислы железа. Аутигенные минералы отражают геохимические условия формирования осадка и элигенетические изменения в породах. Использование глинистых минералов для выяснения фациальной обстановки затруднено, поскольку большая устойчивость позволяет сохраняться глинистым минералам в условиях, явно отличающихся от обстановки их формирования. Значительная щелочность морских вод, а также высокая их минерализация способствуют образованию как гидрослюдистых, так и монтмориллонитовых минералов. Межсолевые глины и галопелиты характеризуются в основном гидрослюдистым составом. Из аутигенных глинистых минералов широкое распространение получили смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда — монтмориллонит, реже каолинит и хлорит.

Данные по распределению аутигенных минералов, составу порового раствора, а также анализа водопроявлений из шахтных стволов позволяют довольно точно охарактеризовать палеогидрохимическую обстановку исследуемой территории.

В табл. 4 изображена схема палеореконструкции поровых растворов девонского солеродного бассейна Припятской впадины. Приведены сопоставления химического состава порового раствора с возможным составом седиментационных вод, полученных экспериментальным путем.

Верхняя зона, охватывающая стратиграфические горизонты от антропогена до карбона, содержит поровые растворы, формирование которых в меньшей мере зависит от условий формирования вмещающих пород и в большей мере определяется инфильтрогенными водами. Засоленность пород 0,008–0,04%. Значительное опреснение поровых растворов и парагенетические соотношения макро- и микрокомпонентов практически очень близко воспроизводят пластовые воды песчаных коллекторов соответствующих горизонтов, что позволяет судить о тесной гидродинамической взаимосвязи. Формирование поровых растворов этой зоны не зависит от стратиграфии и литологии отложений и контролируется гипсометрией пластов и геоструктурными и гидрогеологическими особенностями /8,47/.

Ниже по разрезу расположена переходная зона от активной к затрудненному режиму подземных вод. Породы характеризуются спокойным выдержанным залеганием глинисто-мергелистых пород средней степени засоленности (0,2–1,4%). На формирование химического состава поровых растворов все большее влияние оказывают первичные сингенетические воды морского генезиса. Повышенное

Таблица 41

Палеорекострукция поровых растворов девонского соленодного бассейна
Припятской впадины

Пачка	Литология	Глубина, м	Аутигенные минералы	Засолен- ность пород, г/100 г породы	Химический состав подземных вод	Химический состав поровых растворов	Предполагаемый хи- мический состав се- дIMENTационных по- ровых растворов	Изменение по- ровых раство- ров
Массивных глин и мер- гелей	Глина карбонат- ная	326,0- 346,0	Кальцит по трещи- нам, фауна, остра- код			$\frac{Cl 73,2 SO_4 26,5}{M_{416} Na 72,6 Mg 22 Ca 4,8}$	$\frac{Cl 90 SO_4 9}{M_{36} Na 77 Mg 18 Ca 5}$	Нормально-се- дIMENTационный поровый раствор
	Глина переслаива- ется с мергелем (на гл. 421- 428 м), сапро- пель, мергель, горючий сланец	346,0- 428,0	Прожилки доломита, кальцита, стяжения известняка, орга- ника, пирит			$\frac{Cl 79,7 SO_4 20,3}{M_{58} Na 84,2 Mg 12,6 Ca 3,2}$	$\frac{Cl 90 SO_4 9}{M_{36} Na 77 Mg 18 Ca 5}$	Повышение иона SO_4 вызвано микробиологиче- ской сульфат-ре- дукцией, окис- лением пирита
	Переслаивание глины с долами- том	428,0- 531,0	Прослойки и гнезда розового кальцита, строматолитовых известняков и до- ломита II генерции	1,51	$\frac{Cl 94,8 SO_4 5}{M_{96,5} Na 90 Mg 5,1 Ca 4,8}$	$\frac{Cl 90,2 SO_4 9,8}{M_{109} Na 83,8 Mg 14,2 Ca 1,6}$	$\frac{Cl 90 SO_4 9}{M_{36} Na 77 Mg 18 Ca 5}$	Концентрирова- ние седIMENTа- ционного поро- вого раствора
Гипсонос- ная	Глина карбонат- ная с жилками гипса и долами- та	531,0- 561,0	Прослойки волокни- стого гипса, долами- та, целестина	5,64 3,81		$\frac{Cl 97,2 SO_4 2,8}{M_{114} Na 84,6 Mg 11,3 Ca 3,1}$	$\frac{Cl 89 SO_4 10}{M_{153} Na 75 Mg 21 Ca 4}$	СедIMENTацион- ный поровый раствор после осаждения гил- са, доломита, целестина, по- нижение в рас- творе SO_4 и Mg
Ангидрито- вая	Неравномерное переслаивание глин, мергелей и ангидритов	561,0- 610,0	Ангидрит, гипс, прослойки гемати- та	3,82 5,32	$\frac{Cl 98,6 SO_4 1,4}{M_{277} Na 97,1 Ca 2,6}$	$\frac{Cl 95,4 SO_4 4,6}{M_{312} Na 93,4 Mg 5,3 Ca 1,1}$	$\frac{Cl 89 SO_4 10}{M_{153} Na 75 Mg 21 Ca 4}$	Концентрирова- ние раствора за счет нижезалега- ющей галоген- ной толщи
Соленосная	Каменная соль с прослоями сильви- нита, галита, с вкрапленностью карналлита, пе- реслаивание с глиной, мерге- лем, галопелита- ми	с 610	Перекристаллиза- ция солей	7,0			Ссадка галита $\frac{Cl 82 SO_4 16}{M_{320} Na 77 Mg 22}$ Ссадка карналлита $\frac{Cl 82 SO_4 16}{M_{470} Mg 86 Na 7 K 6}$	Поровые рас- творы как ре- зультат равно- весия жидкой и твердой фаз
				10,0	Межсолевой горизонт (1354,0) $\frac{Cl 99,9}{M_{391} Na 72,6 Ca 20 Mg 7,2}$		Глубина 1157 м $\frac{Cl 99,7}{M_{283} Ca 64,7 Mg 23,5 Na 1,8}$	

содержание SO_4 в поровых растворах обусловлено окислением пирита. Глубины 428–561 м характеризуются тем же глинисто-мергелистым составом пород, переслаивающихся с доломитами. Соленость пород 1,51–5,64%. Интенсивная доломитизация, новообразования целестина, гипса, ангидрита привели к понижению содержания $\text{Mg SO}_4\text{Ca}$ в поровом растворе.

Нижние горизонты надсолевого девона с глубины 561 м характеризуются высокой степенью засоленности пород, нахождения в зоне квазизастойного режима пластовых вод. Плотные глинисто-карбонатные породы, крайне затрудненный режим подземных вод, химический состав поровых растворов позволяют считать их захороненными морскими седиментационными водами, метаморфизованными в различной степени в постседиментационный период в процессе взаимодействия с вмещающими породами [66,104].

Высокоминерализованные поровые растворы межсолевых глин, галопелитов и рассолы в соленосных толщах, несомненно, связаны с галогенными осадками. Образование их обусловлено либо сохранением или накоплением маточных растворов, тогда их можно отнести к седиментационным водам, либо как результат растворения легко-растворимых солей, тогда они относятся к рассолам растворения и выщелачивания.

Закономерности эпигенетических изменений пород, химический состав поровых растворов увязываются с общей гидрохимической зональностью, что свидетельствует о генетическом родстве этих явлений.

Предлагаемый метод палеогидрохимической эволюции седиментационных вод может применяться ко всем осадочным комплексам морского генезиса вне зависимости от возраста пород и наличия соленосных толщ.

Заключение

На территории Припятского прогиба, в районах Старобинского и Петриковского месторождений калийных и каменных солей, были изучены поровые растворы и вмещающие породы надсолевых и внутри-солевых толщ. Полученные данные по различным литолого-стратиграфическим комплексам пород позволили дополнить и уточнить гидрохимическую зональность поровых растворов Припятской впадины, сделать сопоставления их химического состава с подземными водами и вмещающей породой.

Исследованиями установлено, что на формирование ионного состава поровых растворов оказывают влияние водно-физические свойства и литолого-минералогический состав пород, условия их залегания, эпигенетические процессы их преобразования, емкость поглощения и обменный комплекс пород, первичный состав порового раствора и процессы его метаморфизации.

Поведение в поровых растворах основных химических элементов и микрокомпонентов позволило оценить также масштабы миграции и перераспределения их, проследить зоны древней и современной разгрузки глубинных подземных вод, понять геохимические процессы, происходящие в осадочной толще, содержащей мощные пласты различных солей.

Определена степень агрессивности поровых вод по отношению к вмещающей породе. Так, поровые растворы исследуемых пород, находящиеся в состоянии недосыщенности сульфатом и карбонатом кальция, обладают агрессивными свойствами по отношению к вмещающей породе. В условиях равновесия и пересыщения поровых растворов этими соединениями они представляют собой среду вторичного, в частности сульфатного и карбонатного минералообразования.

Комплексное изучение химического состава поровых растворов, литологии пород, новообразований и термодинамический расчет степени насыщенности пород на основные аутигенные минералы с учетом геологических и гидрогеологических условий района позволяют восстановить эволюцию седиментационных вод девонского солеродного бассейна Припятской впадины и рекомендовать методику оценки восстановления палеогидрохимической эволюции седиментационных вод районов распространения морских осадочных толщ, находящихся в зонах затрудненного водообмена.

В результате гидрохимических исследований на основе изучения поровых растворов пород Петриковского и Старобинского месторождений солей удалось уточнить природу зон замещения, восстановить условия формирования пород глинисто-мергелистой толщи, определить

основные этапы палеогидрогеологического развития региона в позднепалеозойское время.

Оценка водонасыщенности пород надсолевой толщи и определение количественного содержания поровых растворов в различных стратиграфических горизонтах позволяют прогнозировать возможный отжим поровых растворов при локальных нагрузках, интенсивность просадок пород в зависимости от объема извлекаемого полезного ископаемого, а также учитывать возможность поступления в горные выработки "чуждых вод". Все это имеет важное значение для определения систем и параметров отработки месторождения, а также научно обоснованного планирования подземных горных работ, в особенности в новом четвертом рудоуправлении ПО "Белорускалий".

Установлено, что поровые растворы представляют собой сложные гидрогеохимические системы, находящиеся под влиянием разных природных и искусственных факторов. Для солеродных бассейнов, каким является Припятская впадина, они могут служить поисковым критерием месторождения солей. При определенных условиях они выступают в качестве активных проводников минералообразующих и рудообразующих компонентов.

Являясь весьма информативным элементом для решения многих задач геохимии, гидрогеологии, литологии, гидрохимии, инженерной геологии, поровые растворы дают надежный материал для понимания и знания роли водных растворов в геологических процессах.

ЛИТЕРАТУРА

1. А л е к и н О.А. Гидрохимия. Л., Гидрометеиздат, 1970.
2. А р и н у ш к и н а Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М., Изд-во МГУ, 1961.
3. Б а б и н е ц А.Е. О роли поровых растворов в формировании подземных вод. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
4. Б а т л е р Д. Ионные равновесия. Л., Химия, 1973.
5. Б а х м а н В.И., К р а п и в и н а С.С., В а д к о в с к а я А.Д., Ф л о р е и с к и й К.П. Методика анализа минеральных вод. М., 1965.
6. Б е л я е в а Н.И. Быстрый метод одновременного определения емкости поглощения и состава поглощенных катионов в солонцовых почвах. — Почвоведение, 1967, № 10.
7. Б о г а ш е в а Л.Г., В а л я ш к о М.Г., С а д ы к о в Л.З. Поровые растворы глинистых пород Стебникского месторождения калийных солей. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971.
8. Б о г о м о л о в Г.В. и др. Подземные воды центральной и западной частей Русской платформы (палеозой). М., Наука и техника, 1962.
9. Б о г о м о л о в Г.В., К о з л о в М.Ф., К у д е л ь с к и й А.В. Стронций в пластовых водах Припятского нефтегазового бассейна. — Геохимия, 1971, № 6.
10. Б о г о м о л о в Г.В., К у д е л ь с к и й А.В., М а т в е е в а Л.И. Поровые растворы (определение и разнообразность). — Докл. АН БССР, 1971, т. XV, № 4.
11. Б о г о м о л о в Г.В., К у д е л ь с к и й А.В., К о з л о в М.Ф., М а т в е е в а Л.И. Поровые растворы и их роль в геологических процессах (на примере Припятской впадины). — Литологии и полезные ископаемые, 1973, № 5.
12. Б о г о м о л о в Г.В., К у д е л ь с к и й А.В., К о з л о в М.Ф., М а т в е е в а Л.И. Поровые растворы и их роль в процессах катагенеза горных пород. — В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1971.
13. Б о г о м о л о в Г.В., Л у п и н о в и ч Ю.И., К и с л и к В.З. О природе рассолов в калийных горизонтах Старобинского месторождения солей. — Докл. АН БССР, 1968, т. XI, № 4.
14. Б о г о м о л о в Г.В., М а т в е е в а Л.И. К вопросу геохимической связи поровых растворов с вмещающими породами. — Докл. АН БССР, 1970, т. XIY, № 2.
15. Б о г о м о л о в Г.В., Б а б и н е ц А.Е., З и а н г и р о в Р.С. Состояние и перспективы изучения поровых растворов в связи с их влиянием на физико-механические свойства горных пород. — В кн.: Влияние поровых вод на физико-химические свойства пород. Киев, Наукова думка, 1974.
16. Б о г о м о л о в Г.В., К о з л о в М.Ф., М а т в е е в а Л.И. Поровые растворы озерно-алиювиальных глин антропогенных отложений Белоруссии. — В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев, Наукова думка, 1974.
17. Б о г о м о л о в Г.В., К о з л о в М.Ф., М а т в е е в а Л.И. Изучение поровых растворов в осадочной толще Припятской впадины. — В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Мн., Наука и техника, 1974.
18. Б о г о м о л о в Г.В., Д е м и д о в и ч Л.А., М а т в е е в а Л.И. Геохимическое изучение поровых растворов в связи с нефтеносностью Припятского прогиба. — Докл. АН БССР, 1975, т. XIX, № 9.
19. Б о г о м о л о в Г.В. Научные аспекты изучения поровых растворов земных недр. — Докл. АН БССР, 1974, т. XVIII, № 7.
20. Б о г о м о л о в Г.В., К о з л о в М.Ф. Состояние и задачи изучения поровых растворов. — В кн.: Проблемы поровых растворов в геологии. Мн., Наука и техника, 1973.
21. Б о г о м о л о в Г.В., М а т в е е в а Л.И. Стронций в породах и поровых растворах осадочной толщи Припятской впадины. — Докл. АН БССР, 1977, т. XXI, № 5.
22. Б р и л л и н г И.А. Исследование переноса водных солевых растворов в корях глинистых грунтов. — Вестник МГУ, Сер. геол., 1967, № 2.
23. В а л у к о и с Г.Ю. Геохимическая микро- и макрозональность поровых вод глинистых толщ. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971.

24. В а л я ш к о М.Г., Б о г а ш е в а Л.Г. и др. Геохимия поровых растворов в глинах Стебникского и Калушского месторождений калийных солей. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. М., 1973.
25. В а л я ш к о М.Г. О роли морской воды в формировании состава природных вод осадочной толщи. — Геохимия, 1962, № 2.
26. В а л я ш к о М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
27. В а л я ш к о М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. — В кн.: Химия земной коры. Т.1. М., Наука, 1963.
28. В а л я ш к о М.Г., П о л и в а н о в а А.И., Ж е р е б ц о в а И.К. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1963.
29. В а л я ш к о М.Г., У б и - Х а о. Бром-хлорное отношение в галите Старобинского месторождения как критерий циклического развития солеродного бассейна. — Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6.
30. В а л я ш к о М.Г., Б о г а ш е в а Л.Г. Экспериментальное изучение формирования поровых растворов. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Мн., Наука и техника, 1973.
31. В а р л а м о в А.А., К о з л о в С.С., С т а н к е в и ч Р.А., З е л е н ц о в И.Н. Гидрогеологическая характеристика Петриковского месторождения калийных солей. — В кн.: Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л., 1974.
32. В а р л а м о в А.А. О результатах гидрогеохимического изучения водозащитной соленосной толщи Старобинского месторождения. — В кн.: Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л., 1976.
33. В е р н а д с к и й В.И. История минералов земной коры. История природных вод. Т. 2, вып.2-3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
34. В и н о г р а д о в А.П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
35. В и н о г р а д о в А.П. Введение в геохимию Океана. М., Наука, 1967.
36. Г а р р е л с Р.М., К р а й с т Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968.
37. Г а р р е л с Р. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962.
38. Г е л ь ф е р и х Ф. Иониты. М., ИЛ, 1962.
39. Г о л ь д ш м и д т В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л., 1938.
40. Г о р б у н о в Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Наука, 1963.
41. Г о р б у н о в Н.И. Поглощительная способность почв и ее природа. М., Сельхозгиз, 1948.
42. Г у д з ь В.И., Э л е н б о г е н А.М. Расчет форм миграции химических элементов в подземных водах. — В кн.: Современные методы исследования в гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1970.
43. Д е р п г о л ь ц П.Ф. Гидросфера и хлор. — Литология и полезные ископаемые, 1963, № 1.
44. Диагеиоз и катагенез осадочных образований. Под ред. Г.Ларенса и Дж. Чинлингара. М., ИЛ, 1971.
45. Ж е р е б ц о в а И.К., В о л к о в а Н.П. Экспериментальное изучение поведения микрокомпонентов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и района Сасык-Сивашского озера. М., Химия, 1966.
46. З а в о д н о в С.С. Карбонатное и сульфатное равновесие в минеральных водах. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
47. З а й ц е в И.К., Б а с к о в Е.А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичных изменений осадочных пород. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 6.
48. З а л м а н з о н Э.С., С т р а х о в Н.М. Изучение жидкой фазы, заключенной в порах пород. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т.11. М., Госгеолтехиздат, 1957.
49. З а т е н а ц к а я Н.П. Гидрогеохимические и литологические особенности девонских отложений района Старобинского месторождения калийных солей. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1.
50. З а т е н а ц к а я Н.П. Поровые воды осадочных пород. М., Наука, 1974.

51. З а т е н а ц к а я Н.П., Г о р н и ц к а я А.Л., Г р о м о в а В.М. О солёности и составе поровых вод девонских глинисто-мергельных пород района Старобинского месторождения калийных солей. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2.
52. З в е р е в В.П. Методы оценки насыщенности природных вод сульфатом кальция. — В кн.: Гидрохимические материалы. Т.43. Л., 1967.
53. З е л ц о в И.И. Геологическая характеристика нового Петриковского месторождения калийных солей. — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Мн., Наука и техника, 1969.
54. Е р е м е н к о В.Я. Спектрографическое определение микроэлементов в природных водах. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
55. К а р л о в а Г.В., Ш е в я к о в а Э.П. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях ДДВ. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
56. К а р ц е в А.А. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., 1960.
57. К а р ц е в А.А. Основы геохимии нефти и газа. М., Недра, 1969.
58. К а р ц е в А.А., Д у д о в а М.Я., А б р а м о в а О.П. Органическое вещество в горных растворах. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1969, № 7.
59. К а р ц е в А.А., А б р а м о в а О.П., Д у д о в а М.Я., Х о д ж а к у л и е в Я.М. О составе органических компонентов горных растворов. — Изв. вузов (нефть и газ). Баку, 1970, № 9.
60. К а т ч е и к о в С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. М., Гостоптехиздат, 1959.
61. К е й т Л.М., Д е г е н с Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. — В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961.
62. К о з л о в М.Ф., М а т в е е в а Л.И. Микроэлементы в поровых растворах пород нефтегазоносных районов Припятской впадины. — В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности. Мн., Наука и техника, 1975.
63. К о л о д и й В.В. Некоторые гидрогеологические особенности районов развития солёносных формаций. — В кн.: Геология полезных ископаемых солёносных толщ. Киев, Наукова думка, 1974.
64. К о п е л и о в и ч А.В. О количестве перемещенного вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 3.
65. К л у б о в а Т.Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формирования порового пространства коллекторов. М., Наука, 1965.
66. К р а с и н ц е в а В.В. О значении изучения поровых растворов для выяснения процессов формирования подземных вод Западно-Туркменского артезианского бассейна. — В кн.: Геохимия подземных вод некоторых районов Туркмении и Узбекистана. М., Наука, 1963.
67. К р а у с к о л ф К.Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
68. К р ю к о в П.А., Н о м и к о с Л.И., С е м е н о в Д.И. Методы исследования горных растворов. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Мн., Наука и техника, 1968.
69. К р ю к о в П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, Наука, 1971.
70. К р ю к о в П.А., Ж у ч к о в а А.А., Р е н т г а р т е н Е.В. Изучение состава растворов, отжимаемых из глин и ионообменных смол. — Докл. АН СССР, 1962, т.144, № 6.
71. К у д е л ь с к и й А.В., К о з л о в М.Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Мн., Наука и техника, 1970.
72. К у д е л ь с к и й А.В. Проблемы поровых растворов в гидрогеологии. — В кн.: Проблемы поровых растворов в геологии. Мн., 1973.
73. Л а п у т ь В.А., В и ш н е в с к и й В.Н. Формирование геохимических аномалий в осадочном чехле локальных структур Припятского прогиба. — Докл. АН БССР, 1979, т. XXIII, № 2.
74. Л а п у т ь В.А. Органическое вещество и восстановительная емкость девонских отложений Припятского прогиба. — В кн.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Мн., Наука и техника, 1963.

75. Лебедев В.И., Котов Н.В., Шитов В.А. Каталитическая роль воды в процессах дегидратации гидроксилсодержащих минералов под давлением. — Докл. АН СССР, 1968, т.183, № 1.
76. Лесковец Г.В., Ляку Д.Г. Аэрозольно-искровой метод исследования химического состава поровых растворов. — Докл. АН БССР, 1972, т. ХУ1 № 11.
77. Ломтадзе В.Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. — Зап. Ленинградского горного ин-та, 1955, т.32, вып.2.
78. Ломтадзе В.Д. О формировании свойств глинистых пород. Зап. Ленинградского горного ин-та, 1956, т.32, вып.3.
79. Лукашев К.И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Мн., Изд-во АН БССР, 1958.
80. Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Зелеицов И.Н. Геологическое строение и условия формирования галогенных формаций Припятской впадины. — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Мн., Наука и техника, 1969.
81. Лусия Ф. Осадконакопление в обстановке эвапоритно-карбонатной береговой зоны. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974.
82. Матвеева Л.И. Влияние поровых растворов на формирование химического состава рудничных рассолов Старобинского месторождения солей. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Мн., Наука и техника, 1973.
83. Матвеева Л.И. Химико-минералогическое изучение мономинеральных глин в процессе отжима из них поровых растворов (на примере украинских глин). Мн., Наука и техника, 1974.
84. Матвеева Л.И. Поровые воды осадочной толщи Припятской впадины. Мн., Наука и техника, 1973.
85. Матвеева Л.И., Сержинская Н.С. Формы миграции химических элементов в поровых растворах Припятской впадины. — Докл. АН БССР, 1973, т. ХУ11, № 5.
86. Матвеева Л.И., Сержинская Н.С. Насыщенность поровых растворов Припятской впадины карбонатом и сульфатом кальция. — Докл. АН БССР, 1973, т.ХУ11, № 12.
87. Матвеева Л.И., Солодовников Ю.С. Оценка количественного содержания поровых растворов в осадочных породах Припятской впадины. — В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Мн., 1974.
88. Матвеева Л.И., Павлович Л.М. Минералогическо-петрографические характеристики глинистых пород надсолевой толщи Петриковского месторождения солей. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Мн., Наука и техника, 1975.
89. Мартынова М.А., Самарица В.С. Гидрохимический разрез, его зональность и значение при исследованиях в связи с охраной природных вод. — В кн.: Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л., 1976.
90. Минских Н.А. О связи вторичной минерализации пород тектонической активности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, №9.
91. Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., Недра, 1965.
92. Народецкая А.Д., Шабловская Р.К. Особенности распределения бора в надсолевой глинисто-мергелистой толще Старобинского калийного месторождения. — Докл. АН БССР, 1972, т.ХУ1, № 8.
93. Наумов Г.В., Рыженко В.И., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
94. Овчаренко Ф.Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
95. Овчаренко Ф.Д., Круглицкий Н.Н., Ничипоренко С.П., Агабальянц Э.Г. Пальгорскит в бурении. Киев, Техника, 1966.
96. Органические вещества подземных вод и их значение в миграции и концентрации химических элементов. — Тр. ВСЕГИНГЕО. М., 1970, вып.33.
97. Пушкина З.В. Медь, кобальт, ванадий, молибден, цинк в морской и иловой водах Кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море). — Литология и полезные ископаемые, 1968, № 6.
98. Пушкина З.В. Поровые воды современных четвертичных и плиоценовых отложений юга Каспия. — Литология и полезные ископаемые, 1963, № 5.

99. Растворение и выщелачивание горных пород. М., Гостройиздат, 1957.
100. Резников А.А., Муликовская Б.П., Сколов П.Ю. Методы анализа природных вод. М., Недра, 1970.
101. Ронов А.Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). — Геохимия, 1958, № 5.
102. Ронов А.Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы. — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
103. Славянова А.В. Основные методы и принципы палеогидрогеологических реконструкций. — В кн.: Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов. М., 1971.
104. Смирнов С.И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., Недра, 1971.
105. Смирнов С.И. Геохимическая история седиментационных вод морского генезиса. — Советская геология, 1968, № 11.
106. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
107. Страхов Н.М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956.
108. Страхов Н.М. Новые данные о диагенезе четвертичных отложений. — Литология и полезные ископаемые, 1963, № 1.
109. Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 5.
110. Солодовников Ю.С. О содержании поровых растворов в толще осадочных пород северо-восточной части Припятской впадины. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Мн., 1973.
111. Сорокин В.А. О палеогеографических условиях Припятского бассейна в эпоху соленакпления. — В кн.: Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л., 1974.
112. Тагеева Н.В. Вода в морских осадках при их диагенезе. — Докл. АН СССР, 1960, т.134, № 4.
113. Тагеева Н.В., Тихомирова Л.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Наука, 1962.
114. Термодинамические процессы в горных породах, вып. 1-2. М., 1967.
115. Тимофеев П.П., Шербаков А.В. Геохимические особенности поровых растворов осадочных пород. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Мн., Наука и техника, 1973.
116. Ходьков А.Е., Валунконис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.
117. Ходьков А.Е. Гидрогеологические условия Старобинского месторождения. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
118. Ходьков А.Е. О роли миграции постседиментационных вод в геологии Старобинского месторождения. — Вестник ЛГУ, 1965, № 12.
119. Ходьков А.Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли их миграции. — Тр.ВНИИГаллургии. Л., 1959, вып.35.
120. Ходьков А.Е., Часовникова Е.В. Формирование химического состава поровых вод в корах выветривания галогенных формаций. — В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Мн., 1973.
121. Часовникова Е.В. К вопросу о методике исследований поровых растворов. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971.
122. Шарло Г. Методы аналитической химии. М., Химия, 1966.
123. Швеи В.И. Органические вещества подземных вод. М., Наука, 1973.
124. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., Наука, 1972.
125. Энгельгард В. Поровое пространство осадочных пород. М., Недра, 1964.
126. Янатьева О.К. Изотермы растворимости O^0 и 55^0 системы $Ca, MgCO_3, SO_4-H_2O$. — Изв. СФХА, 1955, т. 26.

127. Я н а т ь е в а О.К. Растворимость доломита в водных растворах солей. — Изв.СФХА, 1950, т.20.

128. M a n h e i m F.T., S o y l e s R.Z. Interstitial water studies on small core samples. — Deep-Sea drilling project Zog, L.U.S. Ganvern. Printing offic., 1970.

129. M a n h e i m F.T., C h a n K.M., K e r r D., S u n d a W. Interstitial water studies on small core samples. Deep-Sea drilling project Zog 3. — Initial Reports of the Deep-Sea drilling. Project, 1969, v. 1, III.

130. M c k e l v e y I.G., S p i e g l e r K.S., W y l i c M.R.L. Salt Filtering by Ion-Exchange Grains and Membranss, 1956.

131. P r e s l e y B.L. K a r l a n I.R. Changes in` dissol-
veol sylfate, Colcium and corbanate from interstitial water of near -
shore sediments. — Geochimica et Cosmochimica acta, 1965, v. 32,
N 10, p. 1037-1047.

132. O k a m o t o G., O k u r a T., G o t o K. Proper-
ties of solica in water. — Geochim., cosmochim. acta, 1957, 12,
N 1/2.

133. F r i d m a n Interstitial water from Deep-Sea Se-
diments. — Journal of Geophysical Research., 1965, v. 70, N 16.

134. K r a u s k o p f K.B. Dissolution and precipitation of
silica at low temperatures. — Geochim., cosmochim acta, 1956, 10,
N 1/2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Г л а в а I. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД	6
Метод отбора монолитов	6
Методика изучения вещественного состава вмещающих пород и их физических свойств	7
Методика выделения поровых растворов	9
Результаты экспериментальных исследований по длительности отжима образцов	11
Методы химического анализа поровых растворов	18
Спектрографическое определение микроэлементов в поровых растворах	22
Г л а в а II. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАСТВОРОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПЕТРИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ	25
Геологические и гидрогеологические условия	25
Физические свойства и минералого-петрографический состав вмещающих пород	34
Ионно-солевой комплекс пород, химический состав поровых растворов	48
Г л а в а III. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ	61
Геологические и гидрогеологические условия месторождения	61
Физические свойства и минералого-петрографический состав вмещающих пород	67
Ионно-солевой комплекс пород, химический состав поровых растворов	77
Г л а в а IV. ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЕВОНСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА	91
Водонасыщенность пород надсолевой толщи. Возможность пополнения запасов подземных вод за счет поровых растворов	91
Сравнительная характеристика поровых и подземных вод. Гидрогеохимическая зональность	95
Формирование химического состава поровых растворов	98
Г л а в а V. ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ КАК ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ МАССОПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА В ПОРОДЕ	106
Роль поровых растворов в аутигенном минералообразовании	106
Микроэлементы поровых растворов	114
Органическое вещество поровых растворов	124
Поровые растворы — индикатор палеогидрохимической обстановки бассейна седиментации девонского солеродного бассейна	126
Заключение	133
Литература	135

Герасим Васильевич Богомолов, Леицала Ивановна Матвеева, Михаил Федорович Козлов

ПОРОВЫЕ РАСТВОРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

(на примере Белоруссии)

Редактор И.А.Шарафанович

Обложка художника К.Ф.Ракицкого

Техн. редактор Г.А.Кузьмиченко

Корректор Г.Е.Старобинiec

ИБ №1195

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

Подписано в печать 11.09.80. АТ 13626. Формат 70x108 1/16. Бум. тип. №1. Офсетная печать. Печ. л. 8,875. Усл. печ. л. 12,42. Уч.-изд. л. 9,5. Тираж 310 экз. Зак. №51. Цена 75 к. Заказное.

Издательство "Наука и техника" АН БССР и Госкомиздата БССР, 220600. Минск, Ленинский проспект, 68.

Ротапринт Института геохимии и геофизики АН БССР, 220600. Минск, Ленинский проспект, 68.