

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

ПРОГНОЗ ВОДОПРИТОКОВ
В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ
И ВОДОЗАБОРЫ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД
В ТРЕЩИНОВАТЫХ
И ЗАКАРСТОВАННЫХ
ПОРОДАХ



Издательство «Недра»
Москва 1972

Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., «Недра», 1972, 196 с (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженерной геол.).

Изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований, проводившихся во ВСЕГИНГЕО в связи с разработкой вопросов методики гидрогеологических работ и прогнозов в районах развития трещинно-карстовых водоносных пород. Основное внимание уделено применению методов моделирования и вероятностно-статистических методов и их комплексированию. Предлагаемая методика прогнозирования апробирована на таких сложных объектах, как Миргалымсайское полиметаллическое месторождение, Северо-Уральские и Южно-Уральские бокситовые месторождения и др. Изложены также требования к изучению гидрогеологических условий в районах развития трещиноватых и закарстованных пород при разведке месторождений твердых полезных ископаемых и водозаборов подземных вод в типовых условиях.

Таблиц 25, иллюстраций 39, список литературы — 86 названий

Авторы *В. Д. Бибушкин, З. П. Лебедянская, Л. З. Леви, Г. Н. Кашковский, Б. В. Боровский, И. И. Плотников*

Введение

Вопросы прогноза водопритоков в горные выработки и производительности водозаборов подземных вод, заложенных в массивах трещиноватых и трещинно-карстовых пород, являются весьма сложными и в настоящее время мало разработаны. Это нередко приводит к недостаточной целенаправленности гидрогеологического изучения месторождений твердых полезных ископаемых при их разведке, а также при оценке эксплуатационных запасов подземных вод.

Сложность гидрогеологических условий в массивах трещиноватых и закарстованных пород и недостаточная разработанность для такой обстановки как методов прогноза водопритоков в горные выработки, так и производительности водозаборов не позволяют считать ни один из применяющихся в настоящее время методов прогноза вполне приемлемым для решения практических задач.

Хорошо изученные и широко использующиеся в различных условиях гидродинамические методы расчетов имеют весьма ограниченное применение в областях развития трещиноватых и закарстованных пород в связи с обычно большой неоднородностью фильтрационных свойств этих пород.

Для рассматриваемых условий оценка водопритоков в систему горных выработок часто осуществляется с применением балансового метода, который в принципе может дать надлежащие результаты для локальных структур. Но и в этом случае прогнозы, данные на основе этого метода, являются весьма грубыми в связи с малой точностью определения отдельных составляющих баланса подземных вод.

Для оценки производительности водозаборов подземных вод в трещиноватых закарстованных породах часто применяется гидравлический метод, основанный на экстраполяции данных групповых опытных откачек. Однако гидравлические методы в настоящее время еще мало разработаны и обычно базируются на чисто эмпирических зависимостях без учета фактора времени. Вследствие этого при сравнительно непродолжительных групповых откачках имеется опасность существенного завышения прогнозных водопритоков в горные выработки и что более опасно — производительности водозаборов. Следует отметить, что в рассматриваемых

весьма сложных гидрогеологических условиях гидравлический метод может оказаться весьма перспективным при надлежащем его развитии и в данной работе этому вопросу уделяется специальное внимание.

Вопросы моделирования гидрогеологических условий для прогнозирования водопритоков в горные выработки и определения производительности водозаборов подземных вод в массивах трещинно-карстовых пород в настоящее время почти не разработаны. Тем не менее в единичных случаях имеются попытки более или менее успешного его применения для локальных участков. Разработка этого вопроса является одной из основных задач данной работы, так как метод моделирования при наличии соответствующей информации о гидрогеологических условиях района работ является весьма перспективным для использования его при прогнозировании по данным разведочных работ.

В настоящее время отсутствуют еще требования к гидрогеологическим работам, необходимые для обоснованного применения этого метода. Довольно большое количество рекомендаций существует для прогноза водопритоков в горные выработки в период разработки месторождений полезных ископаемых, приуроченных к массивам трещиноватых и трещинно-карстовых пород. Но большинство из них имеет местное значение.

Наибольшее развитие получил метод аналогии, обычно основанный на эмпирических зависимостях общих водопритоков в горные выработки от глубины, площади и интенсивности разработок. Наибольшее обоснование и интерес представляет зависимость В. Г. Кнерцера (1967), основанная на статистическом анализе массового материала многолетних наблюдений на ряде опорных шахт Восточного Донбасса. Предложенная зависимость может дать приемлемые результаты при надлежащем выборе шахты аналога.

В Венгрии (В. Виллемс и Ф. Виг, 1964) в бассейнах рек Дорог и Татабания осуществлен своеобразный подход к прогнозу водопритоков в горные выработки. Здесь изучалась взаимосвязь прорывов карстовых вод в горные выработки с тектоническими структурами района. Приток карстовых вод в горные выработки в процессе вскрытия месторождения определяется по эмпирической зависимости, учитывающей протяженность тектонических нарушений, мощность разрабатываемого слоя, отработанную площадь шахт, коэффициент, обусловленный гидростатическим давлением, и ряд других параметров. Эта зависимость имеет довольно ограниченное применение, так как объем информации, необходимый для ее использования, очень велик и эта зависимость соответствует частным условиям.

Следует отметить, что в последние годы исследователи, обобщающие многолетние наблюдения за водопритоками в горные выработки на месторождениях, приуроченных к трещиноватым и закарстованным породам, все чаще используют вероятностно-статистические методы. Внимания заслуживают проработки О. Б. Скир-

гелло и М. А. Поляниной (1959) в связи с прогнозом притока воды в шахты Прибалтийского сланцевого бассейна с привлечением статистического метода. Определенный интерес представляют исследования М. А. Еремина (1966, 1967), установившего корреляционную связь между среднегодовым поверхностным стоком и общим водопритоком в шахты Кизеловского угольного бассейна. На этом основании им предложена методика определения вероятных величин среднегодовых водопритоков в шахты этого бассейна.

Можно считать, что вероятностно-статистические методы, требующие довольно значительного объема информации, окажутся перспективными в основном для прогнозов водопритоков в горные выработки в условиях разработки месторождений. На стадии разведки месторождений прогнозы будут базироваться на других методах. Определенную перспективу может дать метод моделирования на сеточных машинах при получении необходимых данных в процессе проведения разведочных работ.

Данная монография подготовлена большим коллективом авторов. Основное внимание в работе уделяется рассмотрению особенностей моделирования потоков подземных вод в массивах трещинно-карстовых пород в связи с прогнозом водопритоков в горные выработки и прогнозом производительности водозаборов подземных вод. Разработка этих вопросов осуществлялась одновременно с обобщением опыта эксплуатации таких месторождений, как месторождение Северо-Уральского бокситового района (СУБР) и Миргалимсайское полиметаллическое месторождение, а также гидрогеологического изучения территорий при разведке Южно-Уральских бокситовых месторождений и Пожняель-Седьюского месторождения подземных вод.

В процессе анализа и теоретического рассмотрения отдельных схем фильтрации дается некоторая оценка погрешностей моделирования гидрогеологических условий в трещинно-карстовых породах. Сюда относятся вопросы, связанные с учетом питания подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также неравномерности питания атмосферными осадками грунтовых вод во времени, нарушения линейного закона фильтрации и др. Некоторые методические вопросы были решены в процессе моделирования гидрогеологических условий в региональном плане с использованием материалов разведочных работ и режимных наблюдений, а также длительного опыта эксплуатации месторождений.

Для эксплуатируемых месторождений твердых полезных ископаемых дается принципиальное обоснование применения теории вероятности и математической статистики для характеристик подземного стока и водопритоков в горные выработки. На этой базе разработаны основы методики прогноза водопритоков в горные выработки вероятностно-статистическими методами. При этом основное внимание уделяется прогнозу максимального водопритока в рудник с оценкой их обеспеченности.

На примере СУБР излагается разработанная методика прогноза максимальных водопритоков в горные выработки при наличии прорывов в них подземных вод с использованием статистической теории экстремальных значений.

В работе освещается также опыт эксплуатации подземных вод замкнутых и частично замкнутых структур и дается характеристика основных положений методики оценки эксплуатационных запасов подземных вод в этих условиях.

В связи с перспективностью гидравлического метода для прогноза водопритоков в горные выработки и производительности водозаборов в массивах трещинно-карстовых пород этот метод получил дальнейшее развитие на основе гидродинамических решений применительно к разным схемам фильтрации.

Разработка методических вопросов базировалась на изучении закономерностей изменения проницаемости трещинно-карстовых пород с глубиной и анализе большого материала, полученного в процессе разведки и гидрогеологического изучения месторождений. Проведенные исследования позволили установить зависимость затухания проницаемости пород с глубиной. Применение статистического анализа дало возможность уточнить характеристики гидродинамических зон в карстовом массиве СУБР. Анализу подверглись некоторые теоретические вопросы фильтрации в трещиноватых и закарстованных породах, а также экспериментальные исследования на сеточных моделях, проведенные в связи с решением вопросов оценки фильтрационных свойств трещиноватых и закарстованных пород. На основе этих исследований дается методика определения фильтрационных свойств трещинно-карстовых пород. Специальное рассмотрение получил вопрос об определении количества скважин, необходимых для достоверной характеристики фильтрационных свойств пород.

Некоторое внимание в работе уделяется геофизическим исследованиям трещиноватых и закарстованных пород путем освещения опыта комплексного гидрогеологического и геофизического изучения карстового массива в районе Южно-Уральских бокситовых месторождений (ЮУБР), а также применения расходомерии в скважинах на СУБР.

В результате обобщения массового материала по ряду районов составлена типизация гидрогеологических условий в трещиноватых и закарстованных породах. На этой основе и с учетом применимости различных методов прогноза для отдельных типовых условий рассматриваются вопросы методики гидрогеологических работ на стадии разведки.

Работа завершается изложением требований к изучению гидрогеологических условий в районах развития трещиноватых и закарстованных пород при разведке месторождений твердых полезных ископаемых и участков заложения водозаборов подземных вод, при этом основное внимание уделяется разведочным работам в связи с обоснованием моделирования гидрогеологических условий.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТРЕЩИНОВАТОСТИ, ЗАКАРСТОВАННОСТИ И ВОДОНОСНОСТИ ПОРОД

§ 1. ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ВОДОНОСНОСТИ ПОРОД РАЗНЫХ ТИПОВ

По вопросам развития трещиноватости и закарстованности горных пород в настоящее время имеется обширная литература и мы не ставим себе целью всесторонне рассмотреть это весьма сложное явление. Наша задача заключается в кратком освещении особенностей развития трещиноватости в различных породах с целью характеристики их обводненности и закономерностей изменения их проницаемости с глубиной.

К основным природным факторам, под влиянием которых осуществляется формирование трещин в породах, следует отнести процессы эпигенеза, тектонические движения и выветривание.

По Е. М. Смахову (1963) следует, что преобладающее развитие в горных породах имеют тектонические трещины, пользующиеся региональным распространением. Последующие процессы выветривания приводят или к увеличению раскрытости трещин, или же к их кольматации продуктами выветривания, а также глинистым материалом. Интенсивность трещиноватости и степень раскрытости трещин во многом зависит от прочностных свойств пород и их мощности.

Рядом исследователей установлено, что чем выше прочность пород, тем реже образующиеся в них трещины и больше их раскрытость.

В. К. Громов и Р. К. Петрова (1961) показали, что с увеличением мощности пород возрастает длина и раскрытость трещин.

В. К. Ливанов (1961) по данным изучения месторождений установил, что более тонким слоям соответствует большая густота трещин.

М. В. Рац путем исследований с применением статистических методов показал, что густота трещин в зависимости от мощности подчиняется логарифмическому закону распределения и может быть представлена следующим выражением:

$$\Gamma = am^b,$$

(1, 1)

где m — мощность слоя; a и b — параметры, зависящие от литологического состава пород и тектонических условий.

Отмеченные закономерности могут маскироваться наложением других факторов, но при изучении трещиноватых пород их следует принимать во внимание.

Общей закономерностью региональной трещиноватости является затухание ее с глубиной. Вместе с тем до некоторой глубины от поверхности земли трещины, как уже отмечалось, в ряде случаев оказываются закольматированными или продуктами выветривания, или покрывающими их глинистыми образованиями.

Наличие в верхней части разреза зоны, где трещины в породе частично закольматированы, наиболее характерно для сланцев, но зона кольматации наблюдается и в других породах при залегании над ними покрова глинистых образований. Например, такая зона пониженной проницаемости в верхней части разреза до глубины 100—150 м была установлена на Миргалимсайском месторождении (рис. 1, кривая 1). Аналогичная картина наблюдается на Октябрьском месторождении, граничащем с Талнахским месторождением полиметаллов (рис. 1, кривая 2). Здесь до глубины 250 м проницаемость пород возрастает, а дальше начинает существенно затухать.

В гранитах и пегматитах, контактирующих с Криворожской железорудной серией, обводненность этих пород до глубины 80—100 м невысокая. Ниже отмечается повышенная проницаемость гранитов и пегматитов. Имеются данные о наличии аналогичного характера проницаемости в карбонатных породах верхней свиты Кривбасса.

Таким образом, не исключена возможность, что здесь представлена более или менее широко развитая закономерность, когда в некоторой зоне активного выветривания трещиноватых пород их фильтрационные свойства характеризуются низкими показателями и даже несколько возрастают с глубиной, но затем начинают затухать.

Несмотря на то, что в ряде условий водопроницаемость пород до некоторой глубины практически не изменяется или даже растет, общей закономерностью для трещиноватых и трещинно-карстовых пород является затухание их проницаемости или начиная с кровли этих пород, или с какой-то глубины от нее.

В настоящее время имеется обширный фактический материал, полученный как в результате опытно-фильтрационных исследований в ряде районов, так и по данным наблюдений за трещиноватостью и закарстованностью пород в горных выработках, по керну скважин и т. д., позволяющий подойти к выявлению некоторых закономерностей изменения фильтрационных свойств пород с глубиной.

Проведенные И. И. Плотниковым исследования методом расходомерии в северной части СУБР после статистического анализа данных скважин показали заметное уменьшение проницаемости трещинно-карстовых пород с глубиной (см. рис. 1, кривая 5).

Исследования, проведенные на Миргалимсайском месторождении по большому числу скважин с использованием данных наблюдений за потерей промывочной жидкости в скважинах и резистивиметрии, показали, что, как уже отмечалось ранее, примерно с глубины 100—150 м от уровня грунтовых вод активная трещиноватость и проницаемость пород довольно резко затухает. Характер этой кривой 1 изображен на рис. 1.

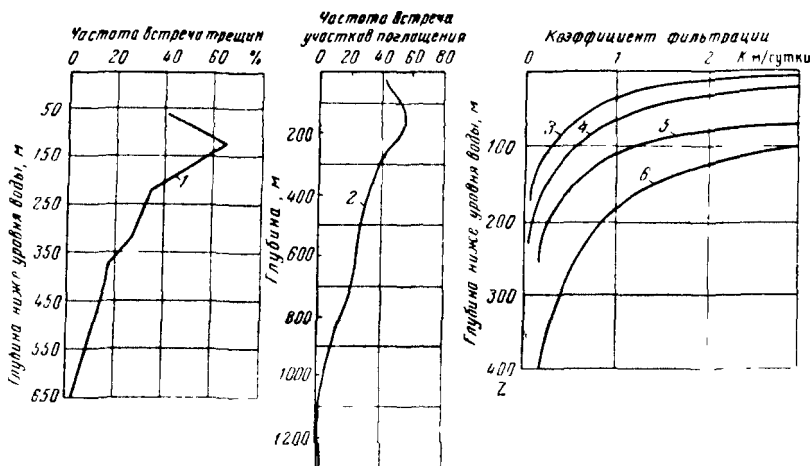


Рис. 1. Кривые изменения фильтрационных свойств с глубиной
1 — Миргалимсайское месторождение, 2 — Октябрьское месторождение; 3 — Горевское месторождение, 4 — Южный рудник; 5 — Северный рудник; 6 — Талияхское месторождение

Изменение параметров трещиноватости по глубине в подземных горных выработках на Слюдянском месторождении флогопита проследили Б. И. Писарский и С. М. Шерман (1963). Результаты их наблюдений также подтверждают существование зависимости, связывающей гидрогеологические параметры трещиноватых пород и глубину исследуемого интервала.

На Южном руднике для определения фильтрационных характеристик комплекса обводненных метаморфических пород использованы данные по 12 опытным скважинам, в каждой из которых опробованы откачками от 3 до 7 интервалов. Откачками охарактеризована толща коренных пород до глубины 300 м. Располагая более чем 50 значениями коэффициента фильтрации, представилось возможным установить закономерность изменения проницаемости пород по глубине, представленную графически на рис. 1 кривая 4.

На основе результатов поинтервальных откачек аналогичные данные о затухании с глубиной степени трещиноватости пород и ухудшении их фильтрационных свойств получены по Талнахскому месторождению полиметаллических руд (см рис 1, кривая 6), Северному руднику (см рис 1, кривая 5), Горевскому месторождению (см рис 1, кривая 3). Аналогичные кривые получены С. Н. Чернышевым по данным об изменении проницаемости скин-эффекта в трещиноватых породах Красноярской ГЭС и Печорского гидроузла. Во всех случаях им также наблюдался систематический рост средней водопроницаемости гранитов и гнейсов по мере приближения к их кровле.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что фильтрационные свойства трещиноватых пород связаны с глубиной определенным образом и должны рассматриваться как функция вертикальной координаты. Этот же вывод вытекает и из работ Л. А. Ароновой (1968), обработавшей обширный фактический материал по створам ряда проектируемых гидроузлов (Зубцовский, Братский, Усть-Илимский, Красноярский, Кременчугский и др.).

Анализируя и обобщая результаты исследований, мы приходим к заключению, что в общем случае изменение коэффициента фильтрации трещиноватых пород описывается экспоненциальной зависимостью

$$k(z) = k_0 + k_1 e^{\beta \frac{z}{m}}, \quad (1, 2)$$

где k — абсцисса вертикальной асимптоты, $k + k_0$ — значение коэффициента фильтрации у кровли трещиноватого пласта; z — глубина от уровня воды точки, в которой определяется коэффициент фильтрации, m — мощность водоносных трещиноватых пород, β — постоянный коэффициент, определяемый по данным полевых гидрогеологических исследований, e — основание натурального логарифма ($e = 2,72$).

В частном случае при $k = 0$, как это, например, имеет место на Талнахском и Горевском месторождениях, графики $k(z)$ асимптотически приближаются к вертикальной оси (см рис 1, кривые 3 и 6), зависимость (1, 2), принимает более простой вид.

$$k(z) = k_0 e^{\beta \frac{z}{m}} \quad (1, 3)$$

Можно полагать, что закономерность изменения водоотдачи трещиноватых и закарстованных пород имеет такой же характер, как и водопроницаемость, но скорость затухания этого параметра должна протекать значительно медленнее, чем коэффициента фильтрации, но для обоснования этого мы еще не располагаем достаточными данными. Можно лишь отметить, что обширные исследования на месторождении СУБР, выполненные по керну, а также по наблюдениям за скоростью восстановления депрессионных воронок на разных глубинах, указывают на довольно быстрое

затухание водоотдачи трещиноватых и закарстованных пород с глубиной.

Н. А. Ярцев (1962) по результатам наблюдения за водопонижением в криворожских доломитах на разных глубинах установил довольно значительное загущение водоотдачи этих пород с глубиной.

Глубина развития активной трещиноватости пород существенно зависит от их литологического состава. Например, в сланцах активная трещиноватость обычно развита до глубины нескольких десятков метров. В песчаниках, алевролитах, интрузивных породах глубина развития активной трещиноватости может быть в несколько раз большей, чем в сланцах. В эффузивных породах их трещиноватость и проводимость низкая и достигает небольшой глубины (десятков метров). В известняках активная трещиноватость часто развита на глубине многих десятков метров, а в закарстованных породах — до сотен метров.

Для трещиноватых и закарстованных пород наблюдается некоторая закономерность в изменении их проницаемости в плане. Обычно они характеризуются повышенной водообильностью в долинах рек, где покровные отложения размывы или отсутствуют совсем. Поэтому здесь коренные породы более подвержены воздействию процессов выветривания. Степень трещиноватости пород и мощность зоны выветривания в долинах рек обычно значительно больше, чем на водораздельных участках. Кроме того, под влиянием активного водообмена трещины в долинах водотоков хорошо промыты. Изучая фильтрационные свойства пород коренного берега по створам гидроузлов, путем статистической обработки большого фактического материала и анализа полученных результатов, Л. А. Аронова (1968) показала, что в большинстве случаев проницаемость трещиноватых пород по мере удаления от русла реки также закономерно убывает.

Зоны повышенной трещиноватости и водообильности пород часто связаны с дизъюнктивными нарушениями или серией тектонических разломов. Но в некоторых условиях они служат экраном, т. е. в тех случаях, когда зоны дробления заполнены практически непроницаемыми образованиями.

Локальные тектонические зоны наиболее часто характеризуются повышенной обводненностью в районах развития молодых тектонических подвижек, сопровождающихся оживлением более древних разломов. В таких областях трещины в тектонических зонах дробления пород оказываются промытыми и освобожденными от рыхлого заполнителя, что ведет к значительному увеличению проницаемости пород в этих зонах.

Специальное внимание изучению обводненности новейших глыбовых разломов (мезозойских и кайнозойских) на Урале было уделено Н. Д. Будановым (1964), который считает, что «Локализация новейшей глыбовой нарушенности горных пород в основном совпадает с более древними тектоническими линиями», причем им приведен ряд примеров высокой обводненности

такого рода тектонических зон Вдоль крупного порфиритового уступа на границе Уральского хребта с палеогеновыми глинистыми отложениями произошла значительная подвижка порфиритового массива и на контакте с глинистыми породами массив интенсивно разбит трещинами В этой зоне при разработке небольшого рудника приток воды из порфиритов достигает 8 тыс м³/ч

На Высокогорском железорудном месторождении при проходке шахтного ствола в сиенитах на контакте с каолинами были встречены каолиновые «плывуны», что привело к кратковременному затоплению ствола Это явление также связывается с оживлением трещин

В известняках водопроницающие трещиноватые зоны часто развиты на значительную глубину — до 300—400 м и более, причем вблизи этих зон трещины под влиянием процессов выщелачивания получают дополнительное развитие Часто повышенная обводненность наблюдается в оперяющих трещинах, в сравнении с самими зонами разломов, причем ширина развития зон, оперяющих трещины, достигает 200—300 м и редко больше В карбонатных породах могут формироваться зоны брекчирования, либо на контактах с более пластичными образованиями, либо внутри карбонатного массива пород Мощность этих зон может достигать нескольких сотен метров и они нередко характеризуются повышенной проницаемостью В подобных условиях фильтрационные свойства пород характеризуются заметной анизотропностью

Степень обводненности трещиноватых пород существенно зависит от их литологического состава

Особое место по своей обводненности занимают массивы закарстованных карбонатных пород, которые в зависимости от степени их закарстованности, обладают большей или меньшей проницаемостью (метры, десятки метров и более м/сутки) на больших площадях, но тектонические зоны в таких условиях нередко обладают исключительно высокой проницаемостью и обводненностью на значительно больших глубинах в сравнении с остальным массивом трещиноватых пород (многие сотни метров)

В песчаниках трещиноватость и водопроницаемость пород не сколько зависит от их зернистости и характера цемента Например, в песчаниках с глинистым цементом под влиянием тектонических процессов формируется сравнительно мелкая трещиноватость, причем наряду с секущими трещинами небольшое развитие получают и трещины по простиранию пород Крупная локальная трещиноватость в глинистых песчаниках не имеет сколько-нибудь значительного гидрогеологического значения.

В грубозернистых песчаниках локальные трещиноватые зоны, связанные с тектоническими разрывными нарушениями, нередко являются водопроницаемыми В кварцитах трещины, приурочен-

ные к областям разломов, сопровождаются развитием зон дробления и они характеризуются повышенной водопроницаемостью.

В эффузивных породах существенное значение приобретает локальная трещиноватость, связанная с крупными зонами разломов, уходящими на значительные глубины. Это связано с тем, что в случаях, когда в области разлома формируется зона дробления значительной протяженности и глубины, проницаемость и обводненность пород на таких участках существенно возрастают в сравнении с окружающими породами массива. Повышенная обводненность часто наблюдается на контактах интрузивных пород с эффузивными, осадочными образованиями и дайками.

Приведенное выше краткое освещение вопросов развития трещиноватости в различных горных породах скального и полускального типов вполне согласуется с имеющимися данными о водопритоках в горные выработки на различных месторождениях полезных ископаемых и условиями решения задач водоснабжения за счет подземных вод.

В сланцах горные выработки весьма слабо обводнены и общие водопритоки на шахтных полях обычно не превышают десятков кубических метров в час. В таких условиях осложнения могут возникнуть в связи с инженерно-геологическими условиями проходки горных выработок («вывалы», оползни и т. д.). Эти породы не являются перспективными для постановки поисковых работ для водоснабжения.

В песчаниках притоки воды в горные выработки, как правило, невелики и ощутимые водопритоки в значительной мере связаны с региональными зонами разломов. Величины водопритоков ограничиваются порядком цифр в несколько сотен кубических метров в час.

При широком развитии песчаников, достаточно большой их мощности (десяти метров) водозаборы, приуроченные к региональным зонам разломов, могут представить интерес не только для мелкого, но и для среднего водоснабжения (районные центры).

В эффузивных и интрузивных породах водопритоки в горные выработки также малы и возрастают при встрече трещиноватых зон значительной протяженности, причем в отдельных случаях при глубине разработок в несколько сотен метров общие водопритоки в горные выработки не превышают нескольких сотен кубических метров в час. Эти условия представляют интерес для мелкого и в редких случаях для среднего водоснабжения.

Особое положение, как уже отмечалось, занимают массивы закарстованных карбонатных пород большой протяженности и значительной мощности, где водопритоки в горные выработки могут достигать нескольких тысяч, а в отдельных случаях и более десяти тысяч кубических метров в час. Такие условия представляют большой интерес для обоснования водоснабжения за счет подземных вод.

§ 2. УСЛОВИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОД И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В КАРСТОВЫХ МАССИВАХ

Условия циркуляции трещинно-карстовых вод имеют прямую связь с особенностями их формирования. Последние определяются характером проявления карста на поверхности, степенью обнаженности карстового массива, наличием и степень водообилия источника пополнения запасов и др. Проникая в глубь карстового массива, вода движется внутри его по подземным карстовым каналам и трещинам.

Согласно существующим теориям циркуляция трещинно-карстовых вод в массиве карстующихся пород может осуществляться как по отдельным изолированным друг от друга карстовым каналам, так и по массовой системе трещин и полостей, образуя при этом гидравлически единый поток.

Изучение и анализ материалов по Миргалимсайскому и Североуральским месторождениям показали, что на этих исключительно сложных месторождениях имеют место оба случая. Однако преобладающее распространение имеет гидравлически единый горизонт трещинно-карстовых вод.

Анализ режимных наблюдений водоотлива из горных выработок шахт и дренажных узлов СУБР показал, что поток подземных вод в карстовом массиве северной части СУБР представляет собой в основном единую гидравлическую систему благодаря высокой трещиноватости и закарстованности верхней толщи пород.

Однако в связи с блоковой структурой массива горных пород по мере снижения динамического уровня и осушения верхней части массива циркуляция подземных вод в основном сосредоточивается в отдельных крупных локализованных «рукавах», приуроченных к зонам тектонических нарушений. Гидравлическая связь между отдельными зонами в таких условиях становится весьма затрудненной. Такая картина наблюдается на большей части южного района СУБР.

На Миргалимсайском месторождении установлено, что рост водопритоков в рудник под влиянием углубления и развития горных работ ведет к формированию региональной депрессии в массиве карбонатных пород.

Циркуляция подземных вод в вертикальном разрезе закарстованных пород обычно характеризуется различными условиями. В связи с этим рядом исследователей предложено несколько схем гидродинамической зональности движения карстовых вод.

Так, Д. С. Соколов (1962) выделяет четыре гидродинамические зоны:

- 1) зона аэрации, в пределах которой в основном осуществляется нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных вод;
- 2) зона сезонного колебания уровня карстовых вод;

3) зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети;

4) зона глубинной циркуляции, где движение подземных вод осуществляется в сторону глубоких дрен первого порядка вне непосредственного влияния местной гидрографической сети второго порядка.

Многие исследователи в основном придерживаются такой же градации в выделении гидродинамических зон. Однако Н. А. Гвоздецкий (1954) не выделяет зону глубинной циркуляции, что, по нашему мнению, вполне справедливо, ибо выделить в зоне полного насыщения зону глубинной циркуляции затруднительно, так как не вполне ясно очерчен гидродинамический смысл этой зоны.

З. А. Макеев (1948) тоже выделяет четыре гидродинамические зоны. Вверху также располагается зона аэрации, которая, по мнению автора, является наиболее активной в отношении карстообразования. Карстовые полости имеют здесь преимущественно вертикальное направление. Ниже располагается зона малого подземного стока, с карстовыми полостями горизонтально вытянутой формы, которые явились следствием поперечного движения потока подземных вод к местному базису эрозии. Глубже выделяются зоны среднего и большого подземного стока, в которых движение потока подземных вод происходит соответственно к дренам второго и первого порядков. Следует отметить, что границу между этими зонами установить довольно сложно, поэтому их выделение, на наш взгляд, является условным.

Г. А. Максимович (1963) и Д. В. Рыжиков (1954) предлагают более дробное деление на зоны. При этом зону аэрации (по Д. С. Соколову) они именуют зоной вертикальной циркуляции. Эти авторы выделяют зоны горизонтальной и сифонной циркуляции.

Полагаем, что выделение последних двух зон недостаточно обосновано. Близкое к горизонтальному движение подземных вод в зоне насыщения может возникать лишь на отдельных участках ее верхней части в пределах водораздельных массивов закарстованных пород. В основной части массива и в более глубоких горизонтах движение карстовых вод, по-видимому, носит более сложный характер, который определяется не только положением области разгрузки, но и рядом других факторов (литологическим составом, степенью водопроницаемости, тектонической нарушенностью и т. д.). Эти соображения в какой-то мере подтверждаются исследованиями И. И. Плотникова, выполненными по месторождениям СУБР.

Зона сифонной циркуляции (по Г. А. Максимовичу и Д. В. Рыжикову) характеризуется наличием карстовых каналов в виде прямого или перевернутого сифона и напорным характером циркулирующих вод. Однако, как справедливо отмечает Д. С. Соколов (1962), встречающееся напорное движение карсто-

вых вод по отдельным полуизолированным каналам является частным случаем и поэтому не может быть выделено в самостоятельную зону.

Таким образом, нам представляется более обоснованным выделение лишь первых трех гидродинамических зон по Д. С. Соколову. Вместе с тем исследования последних лет, проведенные В. Н. Кожевниковой (1964) и И. И. Плотниковым, показывают, что зона полного насыщения может быть подразделена на несколько подзон.

Так по Южноуральским бокситовым месторождениям на основании резистивиметрических исследований удалось расчленить зону полного насыщения на три подзоны, отличающиеся по характеру и скоростям движений подземных вод в закарстованном массиве, а именно: 1) интенсивной фильтрации, 2) замедленной фильтрации и 3) весьма замедленной фильтрации. Подробнее предложенная зональность рассматривается в главе V, § 2.

Детальное исследование и статистический анализ вертикальной гидродинамической зональности были осуществлены И. И. Плотниковым для Североуральской карстовой области. Общая схема вертикальной гидродинамической зональности карстового массива представлена им в следующем виде: 1) зона аэрации; 2) зона сезонного колебания уровня подземных вод; 3) зона полного насыщения. Здесь зона полного насыщения включает в себя и зону глубинной циркуляции по Д. С. Соколову.

Для детализации общей схемы гидродинамической зональности карстового массива СУБР И. И. Плотниковым была установлена закономерность распределения карстовых форм в каждой зоне. Методика этих исследований изложена в главе III. На основании анализа распределения карстовых форм в массиве было произведено расчленение зоны полного насыщения на две подзоны: закарстованную и практически незакарстованную.

Изучение распределения коэффициентов общей закарстованности по глубине позволило И. И. Плотникову расчленить закарстованную подзону на две части: верхнюю и нижнюю. Для верхней части характерно быстрое уменьшение коэффициентов общей закарстованности в зависимости от глубины. В нижней части подзоны этот коэффициент остается почти постоянным.

Такая же закономерность изменения отмечается по величинам коэффициентов фильтрации пород. В верхней части закарстованной подзоны значение коэффициентов фильтрации пород резко уменьшается с глубиной от 100 до 30—20 м/сутки. В нижней ее части отмечается незначительное изменение фильтрационных свойств в пределах 10—20 м/сутки.

В незакарстованной подзоне коэффициенты фильтрации пород характеризуются незначительными величинами и распределены более или менее равномерно по глубине.

Предложенная детализация гидродинамической зональности СУБР подтверждается данными расходомерии и термометрии.

Не останавливаясь больше на достоинствах или недостатках рассмотренных вкратце гидродинамических зонах, выделенных указанными авторами, следует заметить, что наличие такой зональности в карстовых породах имеет существенное значение при рассмотрении вопросов о притоке воды в горные выработки и водозаборы подземных вод.

Однако предлагаемая разными авторами гидродинамическая зональность по условиям циркуляции подземных вод в массивах закарстованных пород рассматривается в основном с точки зрения развития процесса карстообразования без учета степени водообильности закарстованных пород. В этой связи определенный интерес представляет гидродинамическая зональность, предложенная Н. И. Плотниковым. Выделенные им зоны характеризуют не только степень закарстованности пород, но и их водообильность.

Н. И. Плотников (1957), рассматривая условия циркуляции и распределения естественных запасов подземных вод в трещинно-карстовых породах с точки зрения формирования водопритоков в рудники, выделяет три зоны в вертикальном разрезе карстового массива:

1) зона инфлюации и транзита подземных вод, залегающих выше местного базиса эрозии современной гидрографической сети; эта зона соответствует зоне аэрации по Д. С. Соколову, Н. А. Гвоздецкому и З. А. Макееву;

2) зона активного водообмена с поверхностью, с выделением двух подзон: *а* — активного местного водообмена и *б* — активного регионального водообмена.

Подзона *а* соответствует зоне сезонных колебаний по Д. С. Соколову и Г. А. Максимовичу и зоне малого подземного стока, выделенной З. А. Макеевым.

Подзона *б* включает в себя подземные воды зоны полного насыщения по Д. С. Соколову и верхнюю часть аналогичной зоны по Н. А. Гвоздецкому;

3) зона затрудненного водообмена, которая соответствует зонам глубинной циркуляции, выделенными Д. С. Соколовым и Г. А. Максимовичем.

Рассматривая условия обводненности выделенных гидродинамических зон, Н. И. Плотников указывает, что в первой зоне естественные запасы подземных вод аккумулируются редко. Основные, обычно значительные, естественные запасы трещинно-карстовых вод формируются в пределах второй зоны. Мощность этой зоны определяется положением местного и регионального базисов дренажа и геолого-структурными условиями района.

Положение подзоны *а* — зоны активного водообмена — определяется геоморфологическими особенностями и расположением в разрезе мелкой гидрографической сети. В связи с этим во второй зоне формируются в основном переменные запасы трещинно-карстовых вод.

Подзона б определяется развитием глубинного регионального стока трещинно-карстовых вод, приуроченного преимущественно к крупным тектоническим нарушениям. По этой причине в подзоне б обычно формируется практически постоянная часть динамических и статических запасов трещинно-карстовых вод. Родники, приуроченные к этой зоне, обычно характеризуются большими расходами и относительным постоянством.

Зона затрудненного водообмена определяется общими геолого-структурными условиями. В ее пределах роль динамических запасов невелика.

В соответствии с условиями обводненности выделенных зон Н. И. Плотников отмечает, что горные выработки, пройденные на рудных месторождениях в верхней зоне и подзоне а средней зоны, особенно слабо обводнены и водопритоки в них незначительны. Горные выработки, заложенные в подзоне б, характеризуются высокими водопритоками и внезапными мощными прорывами трещинно-карстовых вод.

И. И. Плотникову при исследованиях по месторождениям СУБР также удалось выявить связь между выделенной гидродинамической зональностью, уровнем режимом карстовых вод и водопритоками в горные выработки. Его исследования показали, что при осушении верхней части закарстованной подзоны депрессионная воронка имеет региональный характер, а амплитуда колебания уровня подземных вод при одних и тех же гидрологических условиях возрастает в результате уменьшения закарстованности с глубиной и роста водопритоков по мере развития горных работ и водопонижения.

Зависимость водопритока от водопонижения, при расположении горных выработок в верхней части закарстованной подзоны в общем случае аппроксимируется уравнением прямой или кривой параболического типа. При расположении горных выработок в нижней части закарстованной подзоны и неосушенной верхней ее части зависимость водопритока от водопонижения аппроксимируется, как правило, уравнением прямой.

Схема вертикальной гидродинамической зональности Североуральской карстовой области по данным И. И. Плотникова приведена на рис. 2.

Глава II

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ

Предлагаемая типизация гидрогеологических условий в областях развития трещиноватых и закарстованных пород (рис. 3) имеет целью систематизировать гидрогеологические условия различных месторождений твердых полезных ископаемых и месторождений подземных вод по особенностям питания и дренирова-

ния трещинно-карстовых массивов, а также по условиям распространения и степени неоднородности фильтрационных свойств слагающих их водоносных пород. Эти факторы в известной мере определяют особенности формирования водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод, выбор методики гидрогеологических прогнозов, а также подход к разведочным работам. В качестве первого показателя принят характер связи водоносного горизонта с атмосферными водами и гидрографической сетью, т. е. условия питания и дренирования водоносных горизонтов. Дальнейшее деление на подтипы осуществляется по особенностям распространения водоносных горизонтов по площади. Наконец, деление подтипов на виды производится с учетом водоносных пород в массиве.

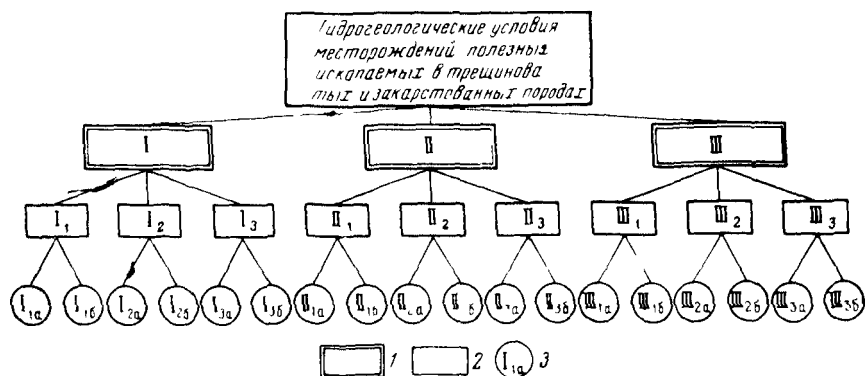


Рис. 3. Типизация гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых в трещиноватых и закарстованных породах

I — водоносные горизонты имеют хорошую связь с атмосферой и гидрографической сетью (I), на части депрессионной воронки водоносный горизонт имеет хорошую связь с атмосферой и гидрографической сетью, а на другой части эта связь затруднена (II), водоносные горизонты слабо связаны с атмосферой и гидрографической сетью (III), 2 — водоносные горизонты вытянуты в одном направлении (I₂, II₂, III₂); водоносные горизонты имеют локальное развитие в плане (I₃, II₃, III₃); 3 — в массиве отсутствуют крупные зоны резко отличной проницаемости пород (I_{1a}, I_{2a}, I_{3a}, II_{1a}, II_{2a}, II_{3a}, III_{1a}, III_{2a}, III_{3a}), массивы трещинно-карстовых пород осложнены крупными тектоническими нарушениями, сопровождающимися резкими изменениями фильтрационных свойств пород (I_{1б}, I_{2б}, I_{3б}, II_{1б}, II_{2б}, II_{3б}, III_{1б}, III_{2б}, III_{3б}).

По первому признаку выделяются три типа гидрогеологических условий:

I. Водоносные горизонты имеют хорошую связь с атмосферой и гидрографической сетью, что ведет к образованию безнапорных потоков подземных вод.

II. На части площади водоносный горизонт имеет хорошую связь с атмосферой и гидрографической сетью, а на другой части эта связь является затрудненной. В таких условиях формируются напорно-безнапорные потоки подземных вод.

III. Водоносные горизонты слабо связаны с атмосферой и гидрографической сетью и обычно образуют напорные потоки подземных вод.

Первый тип водоносных горизонтов характеризуется благоприятными условиями их питания и дренирования. Третий тип водоносных горизонтов в трещинно-карстовых породах отличается затрудненными условиями питания и дренирования, а второй тип является промежуточным между первым и третьим типами.

Каждый из выделенных типов месторождений разделяется на три подтипа (по второму признаку).

1. Водоносные горизонты имеют широкое распространение в плане (под широким распространением водоносного горизонта понимаются такие его размеры, при которых влияние водоотбора из горных выработок и дренажных систем не достигает границ пласта).

2. Водоносные горизонты вытянуты в одном направлении, что обычно характерно для условий, когда в наклонно залегающей серии пород хорошо проницаемые водоносные слои чередуются с относительно малопроницаемыми породами. Отдельные параллельные водоносные слои обычно сообщаются между собой через тектонические зоны трещиноватых пород или «окна», обусловленные фациальной сменой пород. Этот подтип соответствует условиям, когда при водоотборе из горных выработок и эксплуатации водозаборов влияние депрессии распространяется до боковых границ водоносных пластов и не достигает границ пластов по простиранию.

3. Водоносные горизонты имеют локальное развитие в плане, так что депрессия при отборе воды из горных выработок достигает границ пласта с относительно малопроницаемыми породами со всех сторон.

Каждый подтип делится на два вида по степени фильтрационной неоднородности пород:

а) фильтрационные свойства пород в массиве обусловлены более или менее мелкой и равномерной трещиноватостью и закарстованностью. Такой характер фильтрационных свойств пород, когда в массиве отсутствуют крупные зоны с резко отличной проницаемостью пород, обычно наблюдается в платформенных областях, преимущественно для типа III, т. е. когда водоносные горизонты слабо связаны с атмосферой и гидрографической сетью. Для данного вида при схематизации гидрогеологических условий трещинно-карстовый массив водоносных пород может рассматриваться как однородный пласт;

б) массивы трещинно-карстовых пород осложнены крупными тектоническими нарушениями, которые обычно сопровождаются резким изменением фильтрационных свойств пород на участках значительной протяженности. Например, крупные тектонические зоны типа сбросов вместе с системой оперяющих их трещин

в карбонатных породах, где формируется относительно высокая проницаемость пород.

В некоторых случаях отдельные тектонические зоны служат экранами для фильтрационного потока. В столь сложных условиях потоки подземных вод могут образовать гидравлически почти не связанные между собой «рукава». Но в большинстве случаев в региональном плане в массивах трещинно-карстовых пород широкого распространения формируются потоки в виде единой гидравлической системы.

Охарактеризованный вид наиболее часто встречается в горных районах в условиях значительного развития дизъюнктивных нарушений.

Ниже приводятся примеры, характеризующие типизацию гидрогеологических условий в трещиноватых и закарстованных породах.

Тип I, т. е. условия, когда водоносные горизонты имеют хорошую связь с атмосферными водами и гидрографической сетью, встречаются довольно часто. Сюда относятся месторождения, приуроченные к Североуральскому бокситовому бассейну (СУБР), Горевское полиметаллическое месторождение, Прибалтийский сланцевый бассейн, многие месторождения Урала, большинство месторождений Донбасса, а также ряд месторождений подземных вод на Урале, в Казахстане и в других районах, где водозаборы достаточно удалены от населенных пунктов и объектов, которые могут загрязнять подземные воды.

Менее широко развиты месторождения типа II, на части которых гидравлическая связь с атмосферными осадками и гидрографической сетью затруднена или практически отсутствует. Сюда относится Миргалимсайское полиметаллическое месторождение, где в южной его части трещиноватые и закарстованные карбонатные породы палеозоя перекрыты мощной толщей песчано-глинистых пород мелового возраста. К этому типу могут быть отнесены и некоторые месторождения Донбасса в особенности западной его части. Гидрогеологические условия данного типа наиболее характерны для предгорных областей, где могут располагаться и водозаборы подземных вод.

Тип III, для которого характерна слабая связь трещинно-карстовых водоносных горизонтов с атмосферой, является наиболее характерным для водозаборов подземных вод и менее часто встречается на месторождениях твердых полезных ископаемых. Например, к этому типу может быть отнесено большинство водозаборов подземных вод Московского артезианского бассейна, некоторые водозаборы в Казахстане, Средней Азии, на Урале, водозаборы, эксплуатирующие сарматский водоносный горизонт на юге Украины и др. Примером этого типа могут служить Яковлевское и Гостищевское железорудные месторождения КМА, где известняки карбона, залегающие непосредственно над рудной толщей, покрыты мощными глинами юрского возраста. К типу

III относятся угольные месторождения Подмосковского бассейна, где закарстованные упинские известняки перекрываются толщей песчано-глинистых отложений. Сюда же можно отнести Соколовское и Сарбайское железорудные месторождения, где трещиноватые и частично закарстованные породы перекрыты достаточно мощной толщей глинистых и песчаных пород мезозойского и четвертичного возраста.

Ниже приводятся отдельные примеры месторождений, гидрогеологические условия которых характеризуются определенным подтипом.

К первому подтипу может быть отнесено Миргалимсайское месторождение (II_1), где основной водоносный горизонт, приуроченный к трещиноватым и закарстованным палеозойским известнякам, имеет широкое развитие по площади (за пределами сформировавшейся депрессионной воронки). К этому подтипу относятся Прибалтийский сланцевый бассейн (I_1), Горевское месторождение (I_1) и другие, а также большинство водозаборов, эксплуатирующих подземные воды на платформенных областях, где водоносные горизонты имеют региональное развитие.

Немалое распространение в горноскладчатых областях имеют месторождения второго подтипа. Примерами их являются: СУБР (I_2), где водоносные комплексы образуют моноклиналичную структуру, сложенную серией чередующихся хорошо и слабопроницаемых пород; Соколовское и Сарбайское железорудные месторождения (III_2), где неравномерно трещиноватые и закарстованные известняки вытянуты в одном направлении; Кизеловский угольный бассейн (I_2), где водоносные комплексы также характеризуются моноклиналичным залеганием; Высокогорское железорудное месторождение (I_2); Полуночное марганцевое месторождение; многие месторождения Донбасса, Кузбасса и др. Водозаборы подземных вод для второго подтипа встречаются сравнительно редко. Сюда относятся отдельные водозаборы Урала, Казахстана и др.

К третьему подтипу, являющемуся довольно редким, могут быть отнесены Краснооктябрьское (I_3) и Белинское (I_3) бокситовые месторождения, где благодаря интенсивному тектоническому нарушению и блоковому строению массивов трещинно-карстовых пород основные водоносные горизонты, представленные палеозойскими трещиноватыми и закарстованными известняками, имеют локальное развитие. Водозаборы подземных вод этого подтипа встречаются в Центральном Казахстане, где отбор воды производится из локальных структур карбонатных пород, окаймленных малопроницаемыми породами типа сланцев, гнейсов и глинистых песчаников. К этому подтипу относятся водозаборы на Уйтасской и Жанайской структурах в Центральном Казахстане.

Ниже приведены примеры месторождений, относящихся к тем или иным видам.

Миргалимсайское полиметаллическое месторождение может быть охарактеризовано индексом II_{16} , так как оно относится к типу II, подтипу 1 и виду «б». Последнее связано с тем, что фильтрационные свойства пород отличаются значительной неоднородностью, обусловленной наличием крупных тектонических зон регионального развития, обладающих весьма высокой проницаемостью. Также имеются отдельные тектонические зоны, где трещины в породах заполнены глинистым материалом, и эти зоны служат экранами для фильтрационного потока.

Североуральские бокситовые месторождения могут быть обозначены индексом I_{26} , т. е. тип I, подтип 2 и вид «б», так как массив карбонатных пород здесь также характеризуется большой неоднородностью за счет наличия крупных тектонических зон, к которым приурочены трещиноватые и закарстованные породы высокой проницаемости. Такой же индекс может быть присвоен и Южноуральским бокситовым месторождениям.

Краснооктябрьское и Белинское бокситовые месторождения могут быть охарактеризованы индексом I_{36} . Индекс «б» характеризует значительную неоднородность в проницаемости карбонатных пород.

Угольные месторождения Подмосковного бассейна могут быть охарактеризованы индексом III_{1a} , так как здесь связь упинского водоносного горизонта с атмосферными осадками и речной сетью слабая; этот водоносный горизонт имеет широкое распространение и, за исключением зон, приуроченных к речным долинам, водопроводимость пород не подвержена большим колебаниям.

Месторождения Донецкого каменноугольного бассейна в открытой части могут иметь индекс I_{2a} , а в закрытой части III_{2a} .

К виду «а» могут быть отнесены многие водозаборы подземных вод платформенных областей, и в частности Московского артезианского бассейна. Относительной однородностью характеризуются сарматские известняки на юге СССР (Херсонский водозабор и др.), мелово-мергельные породы мелового возраста (Белгородский водозабор).

К виду «б» относятся водозаборы подземных вод в горноскладчатых областях (Урал, Каратау в КазССР и др.), где карбонатные породы характеризуются весьма неравномерной закарстованностью и водопроводимостью в основном под влиянием крупных тектонических нарушений, где породы подверглись значительному воздействию карста.

Предлагаемая типизация гидрогеологических условий месторождений твердых полезных ископаемых имеет довольно общий характер и охватывает широкий круг природных условий. Вместе с тем месторождения, лежащие на границе отдельных типов, подтипов и видов могут недостаточно полно вписываться в рассматриваемые схемы. Таким образом, предложенная типизация в ряде случаев может носить в той или иной мере условный характер.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ЗАКАРСТОВАННОСТИ ПОРОД

Гидрогеологические исследования в районах развития трещиноватых и закарстованных пород на стадии разведки, а также эксплуатации месторождений полезных ископаемых характеризуются некоторой спецификой. Ниже мы остановимся на основных положениях комплекса специальных гидрогеологических исследований в отмеченных условиях. В состав этого комплекса входят: 1) изучение кернового материала, полученного при геолого-разведочных работах; 2) наблюдения за поглощением промывочной жидкости; 3) опытные наливов, нагнетания и откачки; 4) изучение трещиноватости и карстовых форм в горнокапитальных и эксплуатационных выработках, если эксплуатация месторождения уже начата; 5) наблюдения за поглощением в поверхностные формы карста и 6) геофизические методы исследования.

Вопросы изучения трещиноватости в связи с решением инженерно-геологических и гидрогеологических задач рассматриваются в литературе многими авторами. Однако, как указывают Е. С. Ромм (1966) и Л. И. Нейштадт (1969), многочисленные исследователи этих вопросов подходили к решению проблемы с сугубо качественных позиций. В то же время изучение связи между фильтрационными свойствами трещиноватых горных пород и конфигурацией трещинного пространства требует рассмотрения и количественного учета факторов, определяющих структуру трещиноватой среды. Этими факторами, по мнению Е. С. Ромма, должны являться следующие параметры трещиноватости: раскрытие трещин, интенсивность трещиноватости пород и элементы ориентировки трещин в пространстве.

Л. И. Нейштадт считает, что основными количественными показателями трещиноватости массивов горных пород являются: ориентировка в пространстве элементов залегания трещин; частота развития трещин; протяженность и ширина раскрытия трещин; шероховатость поверхностей стенок трещин; объем пустот, образуемых трещинами; блочность и др.

Количественная оценка трещиноватости пород осуществляется при помощи линейной, площадной и объемной характеристик.

Методы линейного изучения трещиноватости служат для определения частоты расположения трещин в породе или ее эквивалента — модуля трещиноватости. Модуль трещиноватости представляет собой число трещин, приходящееся на 1 м разреза. Такой метод оценки трещиноватости предлагается А. И. Силиным-Бекчуриным (1939), А. В. Королевым (1951) и др.

Методы площадного изучения трещиноватости рекомендуются Г. М. Ломизе (1951), Л. И. Нейштадт (1969) и др.

Для количественной оценки трещиноватости горных пород Л. И. Нейштадт предлагает пользоваться понятием — коэффициент трещинной пустотности, под которым понимается отношение площади полостей трещин к площади породы, выраженное в процентах.

Аналогичный коэффициент может быть использован в объемном выражении. В этом случае берется отношение объема полостей трещин к объему породы.

Рекомендуя использование коэффициента трещинной пустотности, Л. И. Нейштадт указывает при этом, что всякой количественной оценке трещиноватости массива горных пород должно предшествовать его геолого-структурное изучение, в процессе которого выявляются как основные структуры района, так и общие закономерности развития трещиноватости. После этого для выделенных однородных в структурно-геологическом отношении участков следует выделять системы трещин, их генезис, распределение, элементы залегания, расстояние между трещинами, их протяженность, заполнитель, характер шероховатости поверхности стенок трещин и др.

Основными количественными показателями трещиноватости скальных и полускальных пород являются: 1) частота трещин (модуль трещиноватости); 2) блочность, т. е. характер расчленения массива пород трещинами на отдельные блоки; 3) коэффициент трещинной пустотности;

Интенсивность трещиноватости горной породы (Ромм, 1966) определяется объемной плотностью трещиноватости — T , под которой понимается отношение половины площади — ΔS поверхности всех трещин в некотором элементарном объеме ΔV к величине этого объема.

$$T = \frac{\Delta S}{\Delta V}. \quad (\text{III}, 1)$$

В практике широко используется другая величина, характеризующая степень трещиноватости породы, — поверхностная плотность трещиноватости P_n , которая измеряется отношением суммы длин следов трещин Δl , выходящих на элементарную площадку, к величине ее площади

$$P_n = \frac{\Delta l}{\Delta S}. \quad (\text{III}, 2)$$

В качестве критерия трещиноватости породы используется величина густоты трещин — Γ , которая определяется отношением количества трещин Δn , секущих нормаль их плоскостей, к элементу длины ΔL этой нормали

$$\Gamma = \frac{\Delta n}{\Delta L}. \quad (\text{III}, 3)$$

Элементы ориентировки трещин в пространстве обычно определяются азимутом падения и углом падения.

Последнее время для изучения трещиноватости горных пород значительное применение получил метод математической статистики (Рац, 1962). Надо сказать, что этот метод представляет интерес для количественной оценки частой трещиноватости пород, а также выявления средних величин трещинной пустотности изучаемого комплекса пород. Однако при изучении трещиноватости в горных выработках часто возникает необходимость изучения и выявления деталей и особенностей изменения трещиноватости пород в зависимости от глубины. Поэтому обобщение и суммирование трещин в таких условиях может быть нецелесообразно. Кроме того, в условиях сложной тектоники крупная трещиноватость может явиться определяющим фактором, от которого существенно зависит водопроницаемость пород и обводненность района исследования, поэтому осреднение показателей трещиноватости для таких условий может оказаться нерациональным.

Изучение параметров трещиноватости горных пород может выполняться прямыми и косвенными методами.

К прямым методам относится количественная оценка трещиноватости путем изучения ее в обнажениях, горных выработках и скважинах.

Косвенные методы дают качественные показатели трещиноватости и осуществляются при помощи геофизических исследований и опытно-фильтрационных работ.

При прямых методах исследований наиболее широкое распространение имеет непосредственное изучение трещин в обнажениях на дневной поверхности или в горных выработках шахт и карьеров, если месторождение начало разрабатываться.

Для определения параметров трещин по данным наблюдений в обнажениях горных пород Л. Д. Кнорингом (1963) предложен векторный метод, являющийся наиболее точным. По этому методу для нахождения средних параметров ориентировки системы трещин определяют ориентировку суммарного вектора, представляющего собой векторную сумму векторов нормалей рассматриваемой совокупности трещин. Затем по вышеприведенной формуле (III, 3) определяют густоту трещин.

Существуют и другие методы определения параметров трещиноватости. Однако они являются в большинстве своем более приближенными, чем охарактеризованные выше, так как основной чертой их является визуальное выделение системы трещин.

На основании полученных данных строятся карты, профили, розы и векторы трещиноватости, полярные диаграммы и эллипсы относительной трещиноватой проницаемости. Наиболее наглядное представление о распределении трещиноватости и ее изменении по простиранию пласта дают карты трещиноватости.

Существует несколько методов исследования трещиноватости по керновому материалу. Наиболее простым из них является метод визуального определения элементов трещиноватости по керну. При этом производят зарисовку керна с трещинами, подсчитывают количество трещин, измеряют их ширину, выясняют характер заполнения трещин, угол между пересекающимися трещинами, угол их наклона к напластованию и т. д.

Для сравнения степени трещиноватости пород определяют удельную плотность трещин по керну. Для этого в поперечном сечении керна измеряют общую длину всех трещин (в сантиметрах) и делят ее на площадь сечения. По полученным цифровым значениям плотности трещин строят график, который дает возможность производить оценку трещиноватости. Эффективным методом определения параметров трещиноватости по керну является метод микроскопического исследования шлифов.

Применяется также фотографирование стенок скважин с помощью малоформатных фотоаппаратов.

Косвенные методы изучения трещиноватости дают качественную оценку этого параметра.

К этим методам относятся: 1) изучение трещиноватости по выходу, состоянию и разрушенности керна колонковых скважин; 2) наблюдение за процессом бурения колонковых скважин; 3) изучение трещиноватости по опытно-фильтрационным исследованиям; 4) изучение трещиноватости пород с помощью геофизических исследований.

К косвенным методам оценки трещиноватости горных пород можно отнести также выделенный М. М. Протодяконовым (1964) так называемый производственный метод, по которому трещиноватость пород весьма ориентировочно оценивается по расходу взрывчатых веществ на их разрыхление.

Методика изучения закарстованности горных пород во многом сходна с таковой по трещиноватым породам, однако в ней есть и некоторые особенности, присущие только закарстованным породам.

Как известно, в районах развития закарстованных пород развиваются поверхностные и подземные формы карста, изучение которых осуществляется различными путями.

При изучении глубинных явлений карста наиболее массовый фактический материал может быть получен при изучении керна и наблюдений за потерей промывочной жидкости.

По данным буровой разведки устанавливается интенсивность карстообразования. При этом степень закарстованности пород определяется линейным коэффициентом закарстованности, который представляет собой отношение суммарного метража пересеченных скважиной карстовых полостей и зон к общей мощности исследуемой толщи по пробуренной скважине.

По данным исследований, выполняемых в горных выработках шахт, определяют объемные и площадные коэффициенты закарстованности.

Открытая закарстованность пород и ее изменение с глубиной изучается также по данным наблюдений за объемом осушенных пород и количеством откаченной воды из горных выработок шахт

$$n = \frac{Q}{V} \cdot 100, \quad (\text{III}, 4)$$

где n — открытая закарстованность пород, %; Q — количество откаченной воды; V — объем осушенных пород;

$$V = \frac{1}{3} S \cdot F,$$

где S — понижение уровня подземных вод; F — площадь депрессионной воронки. Используя те или иные методы изучения закарстованности пород, устанавливают приближенную зависимость между открытой закарстованностью и коэффициентом фильтрации пород.

Характер такой зависимости для района СУБР изображен на рис. 4 (по И. И. Плотникову).

Известно, что в районах развития карста физическое состояние известняков изменяется в больших пределах, от сильно закарстованных и разрушенных до плотных, не подвергшихся ни выщелачиванию, ни дизъюнктивным тектоническим нарушениям. В связи с этим на некоторых месторождениях закарстованные известняки при исследовании расчленяются на ряд групп-форм, различающихся по степени карстопроявления и характеру заполнения пустот, полостей и раскарстованных трещин. Так, например, гидрогеологической партией Североуральской комплексной геологоразведочной экспедиции разработана инструкция, которая используется в практике гидрогеологического изучения бассейна до настоящего времени. Согласно этой инструкции выделяется пять форм карстопроявления, которые различаются между собой по степени трещиноватости известняков, заполнению карстовых пустот привнесенным материалом и характеру заполнителя.

Распределение карстовых форм внутри известнякового массива на месторождениях СУБР определялось методом математической статистики. С этой целью по данным буровых работ известняковый

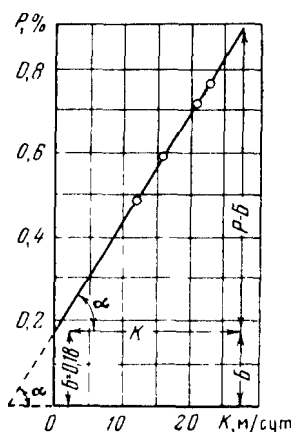


Рис. 4. Характер зависимости величины коэффициента фильтрации от значений открытой закарстованности для района СУБР (по данным И. И. Плотникова)

$K = \frac{P-B}{A}$, где $A = \operatorname{tg} \alpha$;
 P — коэффициент открытой закарстованности, %; A и B — эмпирические коэффициенты, зависящие от характера трещин

массив был расчленен на блоки, отличающиеся различной вероятностью встречи карстовых форм одной скважиной.

Статистическая вероятность (P^*) рассчитывалась последовательно для каждого 100-метрового интервала по формуле

$$P = \frac{m}{n}, \quad (\text{III}, 5)$$

где m — количество скважин, вскрывших карстовые формы; n — общее количество скважин в блоке.

При определении закарстованности участков с малой вероятностью вскрытия карстовых форм объем выборки ограничивался 100 скважинами. В результате оказалось, что, во-первых, статистическая вероятность вскрытия карстовых форм одной горной выработкой по площади изменяется в широких пределах от 1 до 0,01, во-вторых, граница распространения карстовых форм в выделенных блоках прослеживается на различной глубине, изменяясь от 100 до 1200 м.

На основании проведенных исследований в зоне полного насыщения удалось выделить две подзоны: закарстованную и практически незакарстованную.

Интересно отметить, что вероятность вскрытия карстовых форм последовательным рядом скважин (1, 2, 3 ... $n-1$, n , $n+1$) в закарстованной подзоне удовлетворительно описывает закон Пуассона

$$P_{\lambda(m)} = \frac{\lambda^m \cdot e^{-\lambda}}{m!}, \quad (\text{III}, 6)$$

где λ — среднее число вскрытия карстовых форм скважинами, m — количество скважин, вскрывших карстовые формы. ($\lambda = NP$), где N — общее число скважин.

В закарстованной толще известняков для каждого выделенного блока определялись последовательно в каждом 100-метровом слое максимальные, модальные и среднеарифметические значения размеров карстовых форм, а в каждом 10-метровом интервале — коэффициент закарстованности известняков.

Максимальные размеры карстовых форм рассчитывались на основе вероятностно-статистической теории экстремальных значений, основанной на положении, что распределение вероятностей максимальных величин, в большинстве случаев подчиняется двойному показательному закону

$$P_1 n(x) = e^{-e^{-y}}, \quad (\text{III}, 7)$$

где y — нормированное отклонение от моды; $y = \alpha(x - q_0)$, $\alpha = 0$; q_0 — некоторая константа.

При обработке фактического материала все подземные карстовые формы были объединены в две морфологические группы:

а) карстовые каналы; б) карстовые пещеры.

К карстовым каналам отнесены карстовые формы, диаметр которых не превышал 1 м, а к карстовым пещерам — подземные карстовые формы диаметром более 1 м.

Анализ графиков распределения по глубине коэффициентов общей закарстованности известняков (рис. 5) показал, что закарсто-

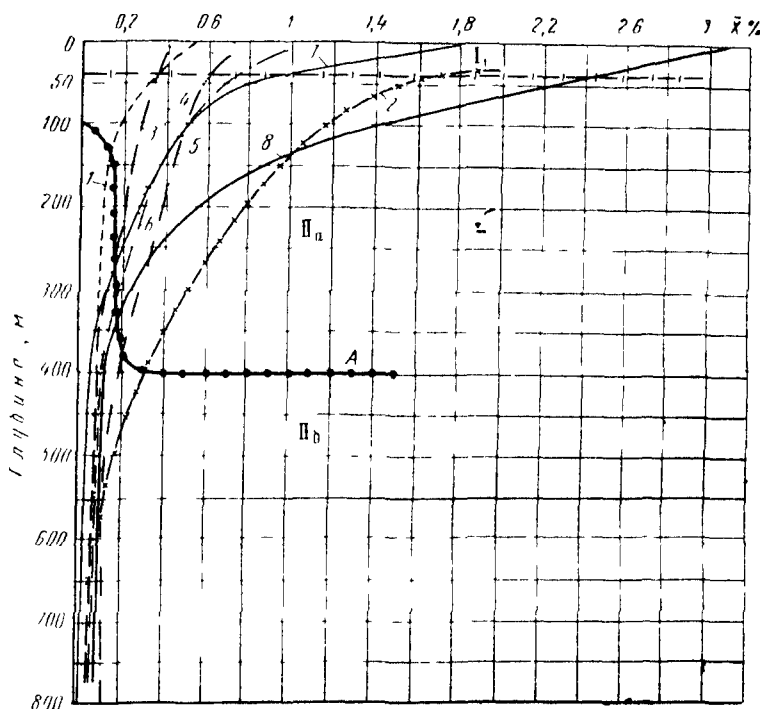


Рис. 5. Графики изменения коэффициентов линейной закарстованности в зависимости от глубины по рудным полям Североуральских месторождений

Γ_1 — зона аэрации и сезонного колебания подземных вод, Π_a — приповерхностная подзона полного насыщения, Π_b — глубинная подзона зоны полного насыщения, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 — графики изменения коэффициентов линейной закарстованности, характеризующие рудные поля СУБР; А — граница раздела приповерхностной и глубинной подзон закарстованного массива

ванная подзона может быть расчленена на две части: верхнюю и нижнюю. Границу между средней и нижней частями графиков определяли при помощи критерия согласия А. Н. Колмогорова (Вентцель, 1962)

$$\lambda = D_{\max} \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}, \quad (\text{III}, 8)$$

где D_{\max} — максимальная разность накопленных частностей двух эмпирических выборок; n_1 и n_2 — число наблюдений в первой и второй выборках.

В каждом рассматриваемом блоке эта граница представлена интервалом в 20—30 м и прослеживается на разной глубине, изменяющейся от 70 до 300 м.

Методами математической статистики, основанными на теории экстремальных значений величин, также были обработаны коэффициенты фильтрации и удельные расходы поглощения (k и q) в процессе опробования скважин опытными наливками. Эти исследования показали, что в закарстованной подзоне распределение коэффициентов фильтрации в различных блоках описывается различными уравнениями. Однако для средней части графиков общей закарстованности наиболее характерные максимальные значения коэффициентов фильтрации при уровне вероятности 99,9% определяются уравнением

$$k = 56,5y - 11,71, \quad (\text{III}, 9)$$

а для их нижней части уравнение принимает вид

$$k = 10,04y + 1,32. \quad (\text{III}, 10)$$

В незакарстованной подзоне коэффициенты фильтрации распределены более равномерно. Общее уравнение для определения максимальных значений коэффициентов фильтрации здесь принимает вид

$$k = 0,135y + 0,0547. \quad (\text{III}, 11)$$

Соответственно, устойчивы и модальные, а также среднеарифметические значения коэффициентов фильтрации.

Определенный интерес для характеристики выделенных подразделений гидродинамической зональности представляют исследования скважин методом расходомерии и термометрии.

Изучение водопроводящих свойств закарстованных известняков осуществляется также путем определения водопоглощения в скважинах в процессе их бурения. Количество закачиваемой и изливающейся промывочной жидкости учитывается объемным способом. Для определения водопоглощения и фильтрационных свойств трещиноватых и закарстованных пород используются опытные откачки и опытные поинтервальные нагнетания. Методика этих работ общеизвестна и здесь не излагается. Как будет показано ниже, эта задача может быть также решена и путем моделирования на сеточных машинах. В последние годы для изучения закарстованности пород широкое применение нашли геофизические методы исследования: электропрофилирование, электроразведывание, резистивиметрия, расходомерия и др. Возможность применения этих методов рассмотрена ниже.

При изучении обводненности районов развития карстовых пород большое значение имеет оценка величины поглощения поверхностного стока карстовыми формами. Для решения этой задачи могут быть использованы гидрологические и гидрогеологические методы исследования. Из гидрологических методов наибольшее распространение получил метод бассейнов-аналогов. В основе этого метода

лежит положение, что поглощенное карстовыми формами количество воды равно объему поверхностного стока с незакарстованных территорий при сходстве климатических и геоморфологических условий бассейнов-аналогов. Изложенный метод определения поглощения поверхностного стока имеет существенный недостаток, заключающийся в неучете разницы в испарении атмосферных осадков, выпадающих на закарстованной и незакарстованной водосборных площадях.

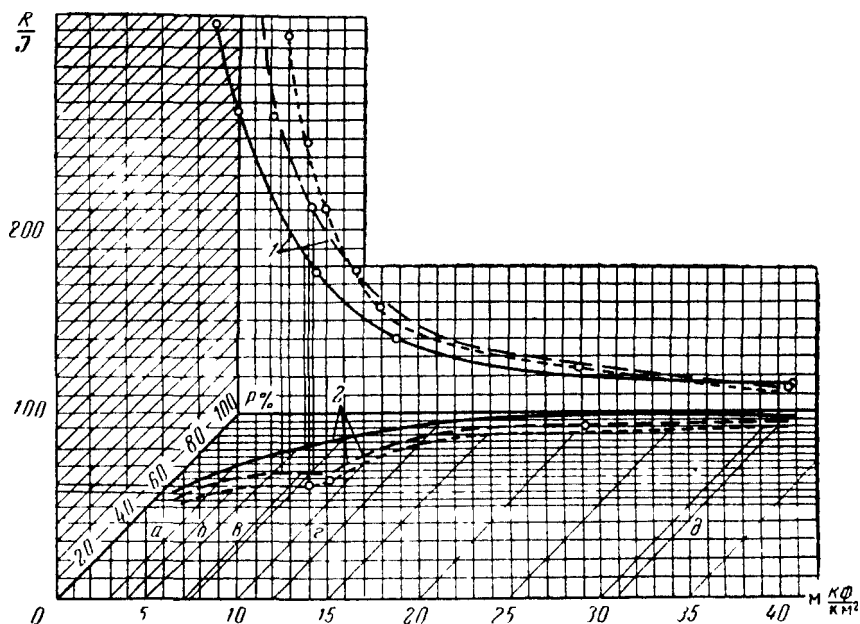


Рис. 6. График зависимости поглощения воды (R , %) от геометрических условий стока и модуля закарстованности поверхности

1 — графики зависимости поглощения от геометрических условий стока, 2 — графики зависимости поглощения от закарстованности поверхности, а, б, в, г — поглощение и модуль закарстованности для отдельных участков карстовой области

Второй метод определения поглощения поверхностного стока на закарстованной территории, применяемый на СУБР, основывается на использовании площадей водосбора (F) карстовых форм, их радиусов стока (R) и уклона поверхности водосборных площадей (I). В процессе обработки данных наблюдений для каждой водопоглощающей формы находились коэффициенты $\frac{R}{I}$, характеризующие условия стока и удельный годовой объем поглощенной воды, отнесенный к 1 км^2 водосборной площади. Значения удельных поглощений для каждой карстовой формы выражались в процентах от их максимально возможной величины.

$$P = \frac{W}{W_{\max}} \cdot 100. \quad (\text{III}, 12)$$

Кроме того, определялся модуль поверхностной закарстованности пород $M_{\text{зак}}$ — количество карстовых форм, приходящихся на 1 км².

По этим данным строился график зависимости $P = f\left(\frac{R}{T}, M_{\text{зак}}\right)$, который позволил определять ориентировочные средние значения поглощения поверхностного стока как для отдельных месторождений, так и для СУБР в целом (рис. 6).

Расчет инфильтрационного питания закарстованной территории может быть также осуществлен гидрогеологическим методом. Для этих целей используется уравнение в конечных разностях. Однако в этом случае для расчета должны быть выбраны участки с достаточно однородной проницаемостью.

Глава IV

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ПОРОД

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ ФИЛЬТРАЦИИ ЖИДКОСТИ В ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОДАХ

В последние годы в связи с проблемой разработки трещиноватых нефтяных пластов начала интенсивно развиваться теория фильтрации жидкости в трещиноватой среде. К настоящему времени наметились два основных направления в рассмотрении процессов фильтрации жидкости в трещиноватых породах, характеризующиеся различным подходом к рассмотрению трещиноватых пород.

1. Трещиноватая порода рассматривается как сплошная среда, обладающая непрерывными свойствами. Такой подход позволяет пренебречь размерами, конфигурацией и расположением отдельных трещин в пространстве (Баренблатт и др., 1960). 2. Порода рассматривается как среда, разбитая системами геометрически правильно расположенных трещин. При этом учитываются размеры, конфигурация и расположение отдельных трещин. Это направление в последние годы усиленно развивается во ВНИГРИ (Е. М. Сметов, Е. С. Ромм, Б. В. Позиненко и др.). С точки зрения теории фильтрации такой подход является значительно менее общим, чем первый. Для установления закономерностей течения жидкости в трещиноватых породах были проведены многочисленные эксперименты на щелях, рассматривавшихся как одиночные трещины (Ломизе, 1951; Ромм, 1966, и др.).

Результаты проведенных экспериментов показали, что в большинстве случаев, встречающихся в природе, движение жидкости в трещиноватых породах подчиняется линейному закону вплоть до трещин с раскрытием 0,25 мк.

Квадратичный закон сопротивления, при котором справедливы формулы Шеши-Краснопольского, вступает в силу при градиентах более 1—30 для раскрытия трещин $>0,1$ см. Возникновение турбулентного режима в связи с этим может наблюдаться в крупных трещинах на входе жидкости в скважину или горные выработки, где имеют место большие скорости течения.

Для анализа условий возникновения турбулентного режима в радиальном потоке лабораторные эксперименты проводил В. Дж. Бейкер. Он получил следующие величины радиуса зоны турбулентного режима (R_T) при различных расходах в одной питающей трещине с раскрытием от 1,27 до 10,16 мм:

R_T , м	0,08	0,385	0,770	1,155	1,540
Q , м ³ /сутки	159	795	1590	2385	3180

Как видно, роль зоны турбулентного режима весьма мала.

Основные отличия движения жидкости в трещиноватой среде по сравнению с пористой определяются: 1) наличием во многих случаях ярко выраженной анизотропии фильтрационных свойств трещиноватой среды; 2) наличием более сильной, чем в пористых средах, зависимости между изменением давления и проницаемостью; 3) существованием перетока между порами и трещинами в средах с «двойной» пористостью (трещиновато-пористые породы, трещиноватые породы с трещинами существенно разного раскрытия); 4) наличием редких крупных трещин, нарушающих радиальный или плоский характер течения жидкости.

Как уже отмечалось выше, характерной чертой тектонических трещин, играющих ведущую роль в процессе фильтрации жидкости в трещиноватой среде, является их системность и определенная ориентация в пласте. Чаще всего ориентировка более крупных трещин совпадает с направлением простирания пород. Надо отметить, что в природных условиях тектоническая трещиноватость пород характеризуется широкой сетью трещин, состоящей из нескольких систем. Распределение этих систем как по густоте, так и по направлению, крайне неравномерно, но тем не менее достаточно часто можно выделить значительные участки относительно однородной трещиноватости, в пределах которых анизотропия может быть принята однородной.

Для условий нестационарной фильтрации в пласте с прямолинейной однородной анизотропией основное дифференциальное уравнение движения жидкости имеет вид

$$a_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + a_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + a_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \frac{\partial H}{\partial t} \quad (\text{IV}, 1)$$

при

$$a_x = \frac{k_x h}{\mu}, \quad a_y = \frac{k_y h}{\mu}, \quad a_z = \frac{k_z h}{\mu}, \quad (\text{IV}, 2)$$

где a_x, a_y, a_z — коэффициенты пьезопроводности по главным осям координат; μ — водоотдача пород; h — мощность пласта; k_x, k_y, k_z — коэффициенты фильтрации по осям координат.

Основным методом решения фильтрационных задач в анизотропных породах является метод изотропирующей деформации пространства (Полубаринова-Кочина, 1952). При решении гидрогеологических задач составляющей по оси z , как правило, можно пренебречь, а задачу рассматривать как двухмерную.

При условии трансформации одной из осей координат получим уравнение фильтрации в изотропной среде в виде

$$a_y \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (IV, 3)$$

где $x_1 = \varepsilon x$; ε — коэффициент анизотропии $\left(\varepsilon = \sqrt{\frac{k_y}{k_x}} \right)$.

Решение уравнения (IV, 3) получено И. К. Гавич (1966) для условий радиального потока в виде

$$S = \frac{Q}{4\pi h \sqrt{k_x k_y}} \left[-E_1 \left(-\frac{r'^2}{4a_y t} \right) \right], \quad (IV, 4)$$

где r' — радиус-вектор в системе координат x и y :

$$r' = \sqrt{y^2 + \frac{k_y}{k_x} x^2}, \quad (IV, 5)$$

S — понижение уровня; Q — дебит скважины.

Аналогичное выражение, но при трансформации обеих осей координат получено Е. С. Роммом (1966). Решение уравнения (IV, 3) показывает, что в анизотропном пласте в условиях квазистационарного режима фильтрации темп снижения уровня не зависит от направления и определяется среднегеометрическим значением коэффициента фильтрации

$$k_{cp} = \sqrt{k_x k_y}. \quad (IV, 6)$$

Величина понижения уровня в анизотропном пласте будет зависеть от положения точки, в которой определяется понижение, по отношению к возмущающей скважине и главным осям анизотропии.

Существенная особенность трещиноватых сред заключается в значительной зависимости параметров от давления в пласте. Изменение давления на блоки породы приводит к изменению раскрытия трещин. Поперечные размеры трещин малы по сравнению с размерами блоков, поэтому даже небольшая упругая деформация блоков может приводить к достаточно значительным изменениям раскрытия трещин. Учитывая кубическую зависимость проницаемости пород от раскрытия трещин, следует ожидать существенную зависимость проницаемости пласта от давления. Это подтверждается при испытаниях скважин. При освоении нагнетательных скважин часто отмечается рост коэффициента приемистости, что объясняется увеличением раскрытия трещин (Бан и др., 1962; Медведский, 1966). Наиболее подробно процессы изменения проницаемости вследствие изменения давления исследованы Ю. П. Желтовым (1961). Связь

между изменением давления и дебитом скважины оказывается нелинейной. Давление падает быстрее, чем нарастает дебит. Предложены способы учета изменения проницаемости в зависимости от давления путем введения коэффициента δ , характеризующего эту величину.

Для обработки результатов исследований скважин используется уравнение

$$Q = a(\Delta p)^2 + b(\Delta p); \quad a = \frac{2\pi k(p_0)h}{\ln R_k r_c}; \quad b = a \frac{\delta}{2}, \quad (IV, 7)$$

где $k(p_0)$ — коэффициент фильтрации при начальном пластовом давлении.

По данным А. Бана (1962) коэффициент δ , характеризующий изменение проницаемости от давления, равен $0,0065 \div 0,0281$ для эксплуатационных скважин и $0,1563 \div 0,284$ для нагнетательных.

Наиболее существенные отличия фильтрации в трещиноватых и пористых средах проявляются при неустановившейся фильтрации, причем лишь в породах с «двойной пористостью».

Для обычных трещинно-пористых сред проницаемость, обусловленная системой трещин, значительно больше проницаемости блоков, напротив, полный объем системы трещин намного меньше по сравнению с суммарным объемом всех пор блоков. При стационарном движении блоки можно считать вообще непроницаемыми.

При резком изменении давления (напора) в пласте, поскольку проницаемость трещин k_1 относительно высока, а пористость n мала, то несмотря на высокое значение коэффициента сжимаемости трещин β_1 , коэффициент пьезопроводности a_1 оказывается довольно большим. Поэтому за короткое время в системе трещин происходит перераспределение давления (напора). В силу малой проницаемости блоков фильтрация жидкости из них происходит медленно и давление (напор) в блоках может более или менее длительное время сохранять свое первоначальное значение. В результате между жидкостью, заполняющей пористый блок, и жидкостью в трещинах возникает скачок давления (напора). Исчезновение скачка будет осуществляться в результате перетока части жидкости из блоков в трещины. Очевидно, этот процесс будет тем длительнее, чем меньше проницаемость блоков, больше его размеры и пористость, а также сжимаемость жидкости и порового пространства. Достижение квазистационарного состояния означает практическое исчезновение изменения величины перетока, и течение становится эквивалентным течению однородной жидкости в обычной пористой среде (Бан, 1962).

Основные положения теории нестационарной фильтрации жидкости в трещиновато-пористой породе были разработаны Г. И. Баренблаттом и Ю. П. Желтовым (1960). Для учета влияния различного типа пустот на процессы фильтрации в трещиноватых коллекторах ими было введено понятие о средах с «двойной пористостью». Порода с сильно развитой трещиноватостью эти авторы предложи-

ли представлять в виде двух пористых сред, вложенных одна в другую с порами разных масштабов. Тогда движение жидкости можно рассматривать отдельно в системе трещин (среда 1), разделяющих пористые блоки, и в системе сообщающихся между собой пористых блоков (среда 2). При этом между обоими средами будет происходить интенсивный обмен жидкостью.

При принятых предположениях фильтрация однородной жидкости в трещиновато-пористой породе была описана Г. И. Баренблаттом и Ю. П. Желтовым следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \frac{k_1}{\mu_0} \Delta p_1 &= (\beta_{c_1} + n_1 \beta) \frac{\partial p_1}{\partial t} - \alpha (p_2 - p_1) \\ \frac{k_2}{\mu_0} \Delta p_2 &= (\beta_{c_2} + n_2 \beta) \frac{\partial p_2}{\partial t} + \alpha (p_2 - p_1) \end{aligned} \right\}, \quad (\text{IV}, 8)$$

где p_1 и p_2 , k_1 и k_2 , n_1 и n_2 — соответственно давление, проницаемость и пористость в средах 1 и 2; μ_0 — вязкость жидкости; β_{c_1} , β_{c_2} , β — соответственно сжимаемость среды 1, 2 и жидкости; Δ — символ оператора Лапласа; α — безразмерный коэффициент, характеризующий интенсивность обмена жидкостью между средами.

Коэффициент α аналогичен коэффициенту теплопередачи в теории теплообмена.

Величина его пропорциональна удельной поверхности трещины σ и обратно пропорциональна среднему размеру отдельного блока l .

$$\alpha \approx k_2 \sigma^2 \approx \frac{k_2}{l^2}. \quad (\text{IV}, 9)$$

Интенсивность перетока из пор в трещины в условиях достаточно плавного изменения давления можно считать не зависящей от времени, а процесс квазистационарным. Тогда выражение для интенсивности перетока будет иметь вид (Баренблатт и др., 1960):

$$q = \frac{\rho \alpha}{\mu_0} (p_2 - p_1), \quad (\text{IV}, 10)$$

где ρ — плотность жидкости.

Так как обычно $n_1 \ll n_2$ и $k_1 \gg k_2$, то некоторые члены системы (IV, 8) оказываются пренебрежимо малыми ($n_1 \approx k_2 \approx 0$), и эта система принимает вид (по Баренблатту, 1960);

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} - \eta \frac{\partial (\Delta p_1)}{\partial t} = a \Delta p_1; \quad (\text{IV}, 11)$$

$$a = \frac{k_1}{\mu_0 (\beta_{c_2} + n_2 \beta)}; \quad \eta = \frac{k_1}{\alpha} = \frac{k_1}{k_2} l^2. \quad (\text{IV}, 12)$$

При $\eta \rightarrow 0$ уравнение (IV, 11) стремится к совпадению с уравнением фильтрации в обычной пористой среде при упругом режиме.

Коэффициент η имеет размерность площади. По оценкам Г. И. Баренблатта и Ю. П. Желтова он меняется в весьма широких пределах от нескольких квадратных сантиметров до 10^{10} см².

Наиболее характерным свойством течения жидкости в трещиноватой породе является некоторое время запаздывания $\tau = \frac{\eta}{a}$, связанное с наличием большого объема жидкости в малопроницаемых блоках.

Поэтому пользоваться обычными уравнениями фильтрации в пористой среде при рассмотрении процессов фильтрации в трещиноватых породах можно только тогда, когда время рассматриваемого процесса t достаточно велико по сравнению со временем запаздывания τ ($t \gg \tau$). В противном случае надо учитывать особенности движения жидкости в трещинно-пористой среде.

В рассматриваемых в настоящей работе месторождениях подземных вод и твердых полезных ископаемых выделяются пласты, в которых имеются две или несколько систем трещин различного раскрытия. В общем случае такую трещиноватость можно рассматривать как сеть относительно крупных редких макротрещин, наложенных на густую сеть микротрещин. Ввиду большой разницы в проницаемости микро- и макротрещин условия фильтрации жидкости в такой породе принципиально аналогичны фильтрации в трещиновато-пористой среде. При этом макротрещины будут играть роль собственно трещин (среда 1), а микротрещины роль пор (среда 2). Если расстояния между крупными трещинами достаточно малы по сравнению с размерами области фильтрации, то среду 1 можно рассматривать как сплошную среду, и решение задачи о фильтрации жидкости будет полностью совпадать с решением для двойной пористой среды.

При больших расстояниях между крупными трещинами, что встречается довольно часто в природных условиях, их размерами и конфигурацией пренебречь нельзя, так как расстояния между ними вполне соизмеримы с размерами рассматриваемых областей фильтрации. Такие трещины, обладающие весьма высокими фильтрационными свойствами, играют как бы роль дрен для жидкости, содержащейся в мелких трещинах. Характер обмена жидкостью между крупными трещинами и «блоками» сохраняется, но при решении фильтрационных задач необходимо учитывать размеры и конфигурацию отдельных крупных трещин.

В настоящее время выполнен ряд работ по фильтрации в пластах с учетом небольшого числа закономерно расположенных трещин. Такие решения содержатся в работах С. Н. Бузинова и И. Д. Умрихина (1964); В. П. Пилатовского (1966), Маскета (1949). Однако такой подход, основанный на конкретном учете конфигурации отдельных крупных трещин, в большинстве случаев неприменим потому, что, с одной стороны, эта конфигурация, размеры трещин и их фильтрационные свойства нам обычно неизвестны, а, с другой стороны, их конфигурация настолько сложна, что математические трудности расчета фильтрации в этих условиях становятся труднопреодолимыми (Беренблатт и др., 1960).

Частично эта задача может быть решена интегральным учетом роли крупных трещин. Эти трещины можно рассматривать как своеобразные естественные подземные дрены типа галерей. Если водозаборная скважина вскрывает одну или несколько таких трещин, то при пуске скважины изменение уровня (давления) очень быстро (часто почти мгновенно) передается по этим трещинам и сопряженным с ними другим крупным трещинам, создавая в них ту или иную величину понижения уровня, необходимую для привлечения из основного объема трещиноватой породы количества воды, равного водоотбору. Затем по крупным трещинам вода поступает в скважину. Водозаборную скважину и связанные с ней крупные трещины можно рассматривать как некоторую «обобщенную» каптажную систему типа лучевого водозабора с приведенным радиусом $r_{опр}$. Как и при работе любого водозабора через определенное время, необходимое для установления квазистационарного режима в такой системе (скважина — трещины), темп снижения уровня будет определяться лишь фильтрационными свойствами основного объема пород независимо от распределения и конфигурации крупных трещин. Последние будут определять лишь абсолютную величину понижений уровня в водозаборных (опытных) и наблюдательных скважинах, которая будет меньше, чем в обычных условиях ввиду резкого уменьшения величины входных сопротивлений. При удалении от опытных и водозаборных скважин на значительные расстояния, намного превышающие расстояния между крупными трещинами, эффект «обобщенной каптажной системы» можно не учитывать.

Очевидно, в таких условиях характерное время запаздывания может быть значительно большим, чем в обычных трещиновато-пористых породах, ввиду весьма больших размеров «блоков».

Таким образом, рассмотрение основных положений теории фильтрации в трещиноватых породах показывает, что специфические особенности движения жидкости наиболее существенно проявляются при коротком времени исследуемых процессов. При увеличении времени они начинают подчиняться тем же закономерностям, что и в обычных пористых средах.

Следовательно, наиболее важно учитывать специфику фильтрации в трещиноватых породах при определении расчетных гидрогеологических параметров водоносных пластов. Дальнейшие расчеты, связанные с прогнозом работы водопонижительных установок и водозаборов во времени, могут быть выполнены по зависимостям, полученным для обычной пористой среды.

§ 2. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НАРУШЕНИЯ ЛИНЕЙНОГО ЗАКОНА ФИЛЬТРАЦИИ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Настоящий опыт изучения фильтрации в различных условиях, в том числе в трещиноватых и закарстованных породах, дает основание считать, что нарушение линейного закона фильтрации обыч-

но имеет локальный характер, т. е. в основном вблизи горных выработок и дренажных систем. Это, в частности, подтверждается результатами длительных наблюдений за режимом подземных вод в условиях интенсивного водоотбора на Североуральских бокситовых рудниках (СУБР). Здесь в верхней половине потока, где трещиноватость и закарстованность пород характеризуется существенно меньшей неравномерностью, по сравнению с нижней частью водоносной толщи пород, по наблюдениям И. И. Плотникова, соблюдается линейная зависимость между водоотбором (достигающим в отдельных пунктах нескольких тысяч кубических метров в час) и понижением уровня воды в ближайших скважинах. Это указывает на практическое соблюдение линейного закона фильтрации в массиве водоносных пород.

На тех участках, где верхняя часть водоносной толщи в значительной мере осушена и поток подземных вод движется в основном по вытянутым локальным трещиноватым зонам, скорости фильтрации уже настолько велики, что здесь существенное развтие приобретает нелинейный закон фильтрации. Подобные условия могут иметь место и в других трещинно-карстовых породах.

Для оценки влияния на фильтрационные расчеты нарушения линейного закона фильтрации рассмотрим насколько могут измениться гидрогеологические характеристики водоносных пород при решении обратных задач, если в той или иной части потока линейный закон фильтрации будет сменен нелинейным и поток окажется турбулентным.

Вместе с тем нами получены отдельные зависимости, позволяющие рассчитывать приток воды в горные выработки для простейших схем фильтрации с учетом нарушения линейного закона фильтрации на некоторой части потока вблизи выработки. С указанными целями рассмотрим две следующие схемы фильтрации: а) линейный поток, соответствующий фильтрации в вытянутой зоне трещиноватых пород, проницаемость которых существенно (в десятки и сотни раз) отличается от проницаемости контактирующих с ними пород массива, и б) радиальный поток, формирующийся в более или менее однородно трещиноватом и закарстованном массиве водоносных пород.

Для каждой из рассматриваемых схем фильтрации сравним между собой получаемые при решении обратных задач величины водопроводимости пород при прочих равных условиях, но с тем отличием, что в одном случае фильтрационный поток считается ламинарным, а в другом — турбулентным.

Линейный поток или поток плоский в разрезе. Зависимости для ламинарного и турбулентного потоков в условиях напорных вод — ламинарная фильтрация (IV, 13) и турбулентная фильтрация (IV, 14):

$$k_{\phi} = \frac{qL}{Sm}; \quad (IV, 13)$$

$$k_k = \frac{q}{m} \left(\frac{L}{S} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (\text{IV, } 14)$$

где q — приток с одной стороны на единицу ширины потока, т. е. на единицу ширины трещиноватой зоны; m — мощность водоносного пласта; L — длина депрессии в условиях водоотбора; S — понижение напора в зоне дренажа; k_ϕ — коэффициент фильтрации пород; k_k — коэффициент пропорциональности для турбулентного потока.

Отношение величин k_ϕ и k_k выражается

$$\frac{k_\phi}{k_k} = \sqrt{\frac{L}{S}} = \gamma_{..} \quad (\text{IV, } 15)$$

Отсюда следует, что ошибка в определении проницаемости пород при допущении, когда турбулентный поток заменяется ламинарным, пропорциональна корню квадратному из отношения длины участка, в пределах которого поток является турбулентным, к понижению напора в дренажной выработке.

Аналогичным образом рассмотрим безнапорный поток для двух режимов фильтрации — ламинарная фильтрация (IV, 16) и турбулентная фильтрация (IV, 17):

$$k_\phi = \frac{2q_0 L}{h_k^2 - h_l^2} = \frac{q_0 L}{h_{cp} S}, \quad (\text{IV, } 16)$$

$$k_k = \frac{q_0}{\sqrt{\frac{h_k^3 - h_l^3}{3L}}} = \frac{q_0}{\sqrt{\frac{S(h_k^2 + h_k h_l + h_l^2)}{3L}}}, \quad (\text{IV, } 17)$$

где h_k — мощность потока на его границе (контуре питания); h_l — мощность потока у дрены в процессе водоотбора; $h_{cp} = \frac{h_k + h_l}{2}$ — средняя мощность водоносного слоя в процессе водоотбора. Остальные обозначения прежние.

$$\frac{k_\phi}{k_k} = \sqrt{\frac{L}{S}} \frac{\sqrt{\frac{1}{3}(h_k^2 + h_k h_l + h_l^2)}}{h_{cp}}. \quad (\text{IV, } 18)$$

Анализ показывает, что величина отношения

$$\frac{\sqrt{\frac{1}{3}(h_k^2 + h_k h_l + h_l^2)}}{h_{cp}}$$

не превышает 1,5, т. е. замена этого выражения единицей приведет к погрешности, не превышающей 15%. На этом основании имеем, что и в безнапорных условиях

$$\frac{k_\phi}{k_k} \approx \sqrt{\frac{L}{S}}.$$

Подсчет по формуле (IV, 15) показывает, что при $\frac{L}{S} = 4, 10$ и

20 отношение $\frac{k_{\phi}}{k_k}$ составляет соответственно 2; 3,3 и 4,5, т. е. при достаточно большой длине потока, в пределах которого линейный закон нарушен, погрешность в определении проницаемости при замене турбулентного потока ламинарным оказывается заметной. При этом следует иметь в виду, что когда нарушение линейного закона фильтрации происходит лишь на некоторой части потока, а не на всем его протяжении, отношение $\frac{k_{\phi}}{k_k}$ будет меньше приведенных выше величин. Кроме того, нами при рассмотрении этих вопросов было принято, что трещиноватая зона высокопроницаемых пород контактирует с непроницаемыми породами. В действительности высокопроницаемые породы граничат с относительно малопроницаемыми породами, в связи с чем скорость фильтрации будет затухать с удалением от горной выработки несколько быстрее, чем это следует для линейного потока, т. е. по указанной причине участок нарушения линейного закона фильтрации должен сократиться по сравнению с плоским потоком в разрезе.

Рассмотрим данный вопрос несколько подробнее и с этой целью воспользуемся существующими представлениями о критической скорости фильтрации в потоке, при которой происходит нарушение линейного закона фильтрации.

Следуя В. Н. Щелкачеву (1949), число Рейнольдса (Re) может быть определено из следующего выражения:

$$Re = \frac{10}{n_0^{2,4}} \frac{v \sqrt{k}}{\nu}, \quad (IV, 19)$$

где v — скорость фильтрации, см/сек, k — коэффициент проницаемости, см²; $\nu = \frac{\mu_a}{\delta}$ — кинематическая вязкость жидкости (стокс), т. е. отношение абсолютной вязкости (μ_a , сантипуаз) к плотности жидкости (δ , г/см³); n_0 — активная пористость породы.

В. Н. Щелкачев (1949) установил, что критические числа Рейнольдса ($Re_{кр}$), рассчитанные по формуле (IV,19) лежат в пределах 1 ÷ 12. Такой широкий диапазон изменения $Re_{кр}$ обусловлен, с одной стороны, тем, что критическое значение параметра Рейнольдса зависит от структуры порового пространства, а с другой, постепенным переходом от одного режима фильтрации к другому. Кроме того, можно полагать, что этой формулой недостаточно учтены все особенности рассматриваемого явления.

Из формулы (IV, 19) следует, что критическая скорость фильтрации

$$v_{кр} = \frac{n_0^{2,34}}{10 \sqrt{k}} Re_{кр}. \quad (IV, 20)$$

М. Д. Миллионщиков (Чарный, 1949) получил следующую зависимость для определения критической скорости фильтрации:

$$v_{кр} = \frac{\nu \cdot n_0^{1,5}}{5,65 \sqrt{k}} Re_{кр}. \quad (IV, 21)$$

Величина $Re_{кр}$ располагается в пределах 0,022—0,290. Ф. И. Котяхов (1948) предложил аналогичное выражение в виде

$$v_{кр} = \frac{v \cdot n_0^{1,5}}{\sqrt{k}} Re_{кр}. \quad (IV, 22)$$

Величина $Re_{кр}$ автором принята равной 0,3.

Следует обратить внимание на то, что структура формул (IV, 20) — (IV, 22) совершенно идентична. Отличие, например, в формулах М. Д. Миллионщикова и Ф. И. Котяхова состоит в величинах входящих в них постоянных коэффициентов и в предельных значениях критических чисел Рейнольдса. Вместе с тем расчеты по этим формулам дают существенные расхождения. Например, сравнение между собой формул М. Д. Миллионщикова и Ф. И. Котяхова характеризуется следующим: 1) при наименьших числах Рейнольдса отношением критической скорости фильтрации по Миллионщикову и Котяхову равно 1 : 77, т. е. расхождение близко к двум порядкам, что очень велико; 2) при верхнем пределе величин $Re_{кр}$ соответствующее отношение критических скоростей примерно равно 1 : 6.

Отношение критических скоростей по формуле М. Д. Миллионщикова (IV, 21) и В. Н. Щелкачева (IV, 20) как для нижнего, так и для верхнего предела числа Рейнольдса примерно равно $\frac{0,04}{n_0^{0,5}}$. Таким образом, для водоотдачи пород $n_0 = 0,01$ это отношение приближается к 4, т. е. расхождение значительно. Для водоотдачи $n_0 = 0,02$ величина этого отношения примерно равна 2.

Принимая во внимание, что формула Ф. И. Котяхова дает значительно более высокие критические скорости фильтрации в сравнении с формулами М. Д. Миллионщикова и В. Н. Щелкачева, мы для дальнейшего анализа рассматриваемого вопроса воспользуемся формулой В. Н. Щелкачева, дающей наименьшую критическую скорость фильтрации. Этим мы усилим эффект нарушения линейного закона фильтрации.

Скорость фильтрации для линейного безнапорного потока определяется следующей закономерностью:

$$v = \frac{q_0}{h} = \frac{q_0}{\sqrt{h_k^2 - \frac{2q_0(L - l_{нл})}{k_{\phi}}}}, \quad (IV, 23)$$

где $l_{нл}$ — расстояние от горной выработки до места, в котором определяется скорость фильтрации; h — мощность потока в месте, в котором определяется скорость фильтрации.

Подставив в формулу (IV, 22) $v_{кр}$ и решив полученное выражение относительно $l_{нл}$, определим расстояние от дрены, на котором наступает нарушение линейного закона фильтрации, т. е.

$$l_{нл} = L - \frac{k_{\phi}}{2} \left(\frac{h_k}{q_0} - \frac{q_0}{v_{кр}^2} \right). \quad (IV, 24)$$

Заметим, что формула (IV, 24) соответствует безнапорному потоку. В напорном потоке с практически постоянным живым сечением скорость фильтрации остается постоянной. Поэтому для таких условий нарушение линейного закона фильтрации, происходящее у дрены, теоретически будет наблюдаться во всей области потока. Затухание скорости фильтрации может происходить лишь за счет того, что прилегающие к трещиноватой и закарстованной зоне породы обладают некоторой проницаемостью.

Используя зависимость (IV, 24), позволяющую определить положение границы между разными режимами фильтрации, можно получить формулу для расчета притока воды к линейному водозаборному устройству с учетом нарушения закона Дарси на некотором участке потока.

С этой целью воспользуемся зависимостью (IV, 17), позволяющей вычислить отношение $\frac{k_\phi}{k_\kappa}$, и определим приток воды в выработку или дебит водозабора с учетом нарушения линейного закона фильтрации на некоторой части потока путем введения поправки в расчет в виде дополнительного фильтрационного сопротивления в следующем виде:

$$q_0 = k_\phi \frac{h_\kappa^2 - h_\Gamma^2}{L + \left(\sqrt{\frac{l_{нл}}{S}} - 1 \right) l_{нл}} = k_\phi \frac{h_\kappa^2 - h_\Gamma^2}{L + \xi_\Gamma}, \quad (\text{IV, 25})$$

где

$$\xi_\Gamma \approx \left(\sqrt{\frac{l_{нл}}{S}} - 1 \right) l_{нл} \quad (\text{IV, 26})$$

и несколько точнее:

$$\xi_\Gamma = \left(\beta \sqrt{\frac{l_{нл}}{S'}} - 1 \right) l_{нл}, \quad (\text{IV, 27})$$

где

$$\beta = \frac{\sqrt{h^2 + h h_\Gamma + h_\Gamma^2}}{1,73 h_{\text{ср}}}, \quad (\text{IV, 28})$$

$$h = \sqrt{h_\kappa^2 - \frac{2q_0(L - l_{нл})}{k_\phi}}, \quad (\text{IV, 29})$$

$$S' = h - h_\Gamma, \quad h_{\text{ср}} = \frac{h + h_\kappa}{2}, \quad (\text{IV, 30})$$

где $l_{нл}$ — длина участка нелинейной фильтрации; $q = 2q_0$ — двухсторонний приток к дрене. Остальные обозначения охарактеризованы выше.

Расчеты целесообразно выполнять в следующей последовательности.

Вначале оценим критическую скорость фильтрации, при которой происходит нарушение линейного закона. Далее определим максимальный расход потока (q_Γ), при котором не происходит нарушения линейного закона фильтрации. Для этой цели воспользу-

емся зависимостью (IV, 24) и примем в ней $l_{нл}=0$, т. е. определим $q_н$ из уравнения

$$L - \frac{k_{\phi}}{2} \left(\frac{h_k^2}{q_{нл}} - \frac{q_{нл}}{v_{кр}^2} \right) = 0. \quad (IV, 31)$$

Отсюда

$$q_{нл} = -\frac{Lv_{кр}^2}{k_{\phi}} + \sqrt{\left(\frac{Lv_{кр}^2}{k_{\phi}} \right)^2 + (h_k v_{кр})^2}. \quad (IV, 32)$$

Задавшись $q > q_{нл}$, находим с помощью формулы (IV, 24) величину $l_{нл}$, т. е. расстояние от выработки, на котором нарушается линейный закон фильтрации, и по формулам (IV, 29) и (IV, 30) рассчитываем значение S^1 . Зная $l_{нл}$ и S^1 , определяем по формуле (IV, 26) или (IV, 27) величину дополнительного сопротивления $\xi_{лл}$, обусловленного нарушением линейного закона фильтрации на участке $l_{нл}$. Наконец, по формуле (IV, 25) вычисляем значение q . Если эта величина существенно отличается от заданной, расчет повторяется при новом значении q , величина которого располагается между заданным и расчетным значениями q . Путем двух-трех расчетов по этим формулам значение q может быть без особого труда подобрано.

Ниже произведем численный анализ полученных зависимостей для линейного потока с иллюстрацией рассматриваемого явления на некоторых примерах.

С указанной целью рассмотрен безнапорный водоносный горизонт в трещиноватых и закарстованных известняках. Массив разрезается регионально развитой тектонической зоной шириной в несколько сотен метров. Параметры потока и результаты расчетов приведены в табл. 1.

Из приведенной таблицы видно, что увеличение мощности водоносного пласта или уменьшение длины потока в два раза приводит в данном случае к росту ошибки расчета в три раза (на 60—65% вместо 20%).

Таблица 1

Результаты расчетов притока при разных характеристиках линейного потока

k_{ϕ} , м/сутки	n_0	$v_{кр}$, м/сутки	L , м	h_k , м	S , м	$l_{нл}$, м	q , м ³ /сутки	Приток на единицу длины дрены при замене участка нелинейного потока линейным	Рас- хожде- ние в рас- чете, %
100	0,02	4	2000	100	100	245	416	500	20
100	0,02	4	2000	200	200	850	1270	2000	60
100	0,02	4	1000	100	100	450	612	1000	65

Радиальный поток. Исходная зависимость для ламинарного потока в напорных условиях

$$k_{\phi} = \frac{Q}{2\pi m S} \ln \frac{R_k}{\rho}. \quad (\text{IV, 33})$$

Исходная зависимость для турбулентного напорного потока

$$k_k = \frac{Q}{2^{-m}} \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{R_k} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{Q \sqrt{\frac{R_k}{\rho} - 1}}{2\pi m \sqrt{SR_k}}, \quad (\text{IV, 34})$$

где Q — приток воды к горной выработке или дренажной системе, ρ — радиус выработки или приведенный радиус большого колодца, R_k — радиус влияния водоотбора из горных выработок. Остальные обозначения даны выше.

Отношение величин k_{ϕ} и k_k выражается

$$\frac{k_{\phi}}{k_k} = \sqrt{\frac{R_k}{S}} \cdot \frac{\ln \frac{R_k}{\rho}}{\sqrt{\frac{R_k}{\rho} - 1}} = \alpha_{\text{чн}}. \quad (\text{IV, 35})$$

Из выражения (IV, 35) видно, что ошибка в определении k_{ϕ} при замене турбулентного режима фильтрации ламинарным в процессе моделирования зависит от величины отношения радиуса влияния водоотбора к понижению уровня воды в нем $\left(\frac{R_k}{S}\right)$ и величины отношения этого радиуса к приведенному радиусу выработки $\left(\frac{R_k}{\rho}\right)$.

Выпишем еще соответствующие зависимости для ламинарного (IV, 36) и турбулентного (IV, 37) потоков в безнапорных условиях:

$$k_{\phi} = \frac{Q}{\pi (H_e^2 - h_r^2)} \ln \frac{R_k}{\rho} = \frac{Q}{2\pi h_{\text{ср}} S} \ln \frac{R_k}{\rho}, \quad (\text{IV, 36})$$

$$k_k = \frac{Q}{2\pi \sqrt{R_k}} \sqrt{\frac{3\left(\frac{R_k}{\rho} - 1\right)}{H_e^3 - h_r^3}} = \frac{Q}{2\pi \sqrt{SR_k}} \sqrt{\frac{3\left(\frac{R_k}{\rho} - 1\right)}{H_e + H_e h_r + h_r^2}}, \quad (\text{IV, 37})$$

где H_e — мощность потока грунтовых вод до начала водоотбора, h_r — мощность потока у выработки в условиях отбора воды, $h_{\text{ср}} = \frac{H_e + h_r}{2}$ — средняя мощность водоносного пласта.

$$\frac{k_{\phi}}{k_k} = \frac{\sqrt{\frac{1}{3} (H_e^2 + H_e h_r + h_r^2)}}{h_{\text{ср}}} \cdot \frac{\sqrt{\frac{R_k}{S}} \ln \frac{R_k}{\rho}}{\sqrt{\frac{R_k}{\rho} - 1}} = \alpha_{\text{ч}}. \quad (\text{IV, 38})$$

Так как первый множитель в выражении (IV, 38) не превышает 1,15 (см. выше), то

$$\frac{k_{\phi}}{k_k} \approx \frac{1,15 \sqrt{\frac{R_k}{S}} \ln \frac{R_k}{r}}{\sqrt{\frac{R_k}{r}} - 1} \approx \tau_{\phi}. \quad (\text{IV}, 39)$$

Выражение (IV, 39) было подвергнуто анализу при изменении $\frac{R_k}{S}$ от 1 до 20 и $\frac{R_k}{r}$ от 2 до 20.

Установлено, что замена турбулентного потока ламинарным при $\frac{R_k}{S} = 5$ и $\frac{R_k}{r} = 5$ дает $\frac{k_{\phi}}{k_k} = 1,8$, а при $\frac{R_k}{S} = 20$ и $\frac{R_k}{r} = 20$ $\frac{k_{\phi}}{k_k} \approx 3$.

Основное влияние на увеличение $\frac{k_{\phi}}{k_k}$ оказывает рост отношения $\frac{R_k}{S}$.

Далее рассмотрим, на каких расстояниях от водоприемных устройств может нарушаться линейный закон фильтрации в разных условиях.

Для радиального безнапорного потока скорость фильтрации в любой точке определяется выражением

$$v = \frac{Q}{2\pi hr}, \quad (\text{IV}, 40)$$

где h — мощность столба воды в удалении r от центра водоприемного устройства;

$$h = \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi k_{\phi}} \ln \frac{R_k}{r}},$$

подставив это выражение в (IV, 40) и приняв $v = v_{кр}$, получим

$$v_{кр} = \frac{Q}{2\pi r_{нл} \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi k_{\phi}} \ln \frac{R_k}{r_{нл}}}} \quad (\text{IV}, 41)$$

Определение дебита водоприемного устройства с учетом нарушения линейного закона фильтрации на некотором участке потока может быть осуществлено путем самостоятельного расчета потери напора на участке ламинарного движения (от границы влияния откачки до границы нарушения линейного закона фильтрации) и определения потери напора отдельно на участке нелинейной фильтрации (от границы нарушения закона Дарси до водоприемного устройства). Общее понижение напора в водоприемном устройстве равно сумме понижений уровня на каждом из рассматриваемых участков потока.

Расчет дебита может осуществляться по формуле Дюпюи с введением в нее дополнительного сопротивления, связанного с нарушением линейного закона фильтрации.

Полученная таким образом формула дебита имеет следующий вид:

$$Q = \frac{\pi k_{\phi} (H_e^2 - h_r^2)}{\ln \frac{R_K}{\rho} + \xi_{\phi}}, \quad (\text{IV}, 42)$$

где

$$\xi_{\phi} = (\alpha_{\phi} - 1) \ln \frac{r_{\text{нл}}}{\rho}, \quad (\text{IV}, 43)$$

$$\alpha_{\phi} = \frac{\sqrt{\frac{r_{\text{нл}}}{S'}} \ln \frac{r_{\text{нл}}}{\rho}}{\sqrt{\frac{r_{\text{нл}}}{\rho} - 1}} \cdot \frac{\sqrt{H_e^2 + H_e h_r + h_r^2}}{1,73 h_{\text{ср}}}, \quad (\text{IV}, 44)$$

$$h_{\text{ср}} = \frac{H_e + h_r}{2},$$

$$S' = \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{\pi k_{\phi}} \ln \frac{R_K}{r_{\text{нл}}} - h_r^2}. \quad (\text{IV}, 45)$$

Для радиального напорного потока имеем

$$Q = \frac{2\pi k_{\phi} m S}{\ln \frac{R_K}{\rho} + (\alpha_{\phi} - 1) \ln \frac{r_{\text{нл}}}{\rho}}, \quad (\text{IV}, 46)$$

$$\alpha_{\phi} = \frac{\sqrt{\frac{r_{\text{нл}}}{S'}} \ln \frac{r_{\text{нл}}}{\rho}}{\sqrt{\frac{r_{\text{нл}}}{\rho} - 1}}, \quad (\text{IV}, 47)$$

$$S' = S - \frac{Q}{2\pi k_{\phi} m} \ln \frac{R_K}{r_{\text{нл}}}. \quad (\text{IV}, 48)$$

Пользование формулой (IV, 42) или (IV, 46) возможно путем подбора, так как для определения $r_{\text{нл}}$ необходимо знать Q . Ход расчета осуществляется в следующем порядке. Задаемся дебитом выработки $Q_{\text{задан}}$ и по формуле (IV, 41) подбором определяем $r_{\text{нл}}$. Затем по формуле (IV, 45) вычисляем S' , которое подставляется в зависимость (IV, 44) для расчета α_{ϕ} . Далее по формуле (IV, 43) вычисляется ξ_{ϕ} и $Q_{\text{расч}}$ определяется по формуле (IV, 42). Если $Q_{\text{расч}}$ отличается от $Q_{\text{задан}}$, то расчет повторяется и по полученным данным графически определяется искомое Q .

По аналогии с линейным потоком проведены расчеты для радиального потока. Условия задачи примем теми же, что и в предыдущем примере. Исходные данные приведены в табл. 2.

Существенное значение имеет выбор критерия нелинейности фильтрации, так как по В. Н. Шелкачеву величина критической скорости в предельных случаях изменяется на целый порядок.

Охарактеризованные в табл. 2 погрешности расчета, относящиеся к условиям с весьма крупными водоотборами, сравнительно невелики. При меньших водоотборах рассматриваемые расхождения в расчетах значительно меньше.

Результаты расчетов притока при разных характеристиках радиального потока

$k_{\text{ф}},$ м/сутки	n_0	$\sigma_{\text{кр}},$ м/сутки	$R_{\text{к}},$ м	$H_{\text{е}},$ м	$r,$ м	$r_{\text{пл}},$ м	$Q_{\text{пл}},$ м ³ /сутки	Приток к торной вы- работке при замене участка не- линейного потока линейным	Рас- хожде- ние в рас- четах %
100	0,02	4	2 000	100	100	400	$7,75 \cdot 10^5$	$10,5 \cdot 10^5$	26,0
100	0,02	4	10 000	100	100	340	$5,5 \cdot 10^5$	$6,8 \cdot 10^5$	20,0
100	0,02	0,4	10 000	100	100	1300	$3,1 \cdot 10^5$	$6,8 \cdot 10^5$	54,0
100	0,02	4	50 000	100	100	390	$4,9 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^5$	2,0

§ 3. РЕЗУЛЬТАТЫ НЕКОТОРЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД

Для оценки влияния неравномерной трещиноватости и закарстованности пород на погрешность в определении фильтрационных свойств пород по данным опытных откачек были проведены специальные исследования на сеточной электрической модели.

Изучение этого вопроса было осуществлено путем задания на плоской модели нескольких схем неоднородности водоносных пород, характеризующихся двумя величинами проницаемости.

Первая схема представляла собой систему перпендикулярно пересекающихся полос хорошо проницаемых пород с заключенными между ними участками слабо проницаемых пород (рис. 7, а).

Вторая схема соответствовала шахматному расположению пород различной проницаемости в виде квадратных блоков одинаковых размеров (рис. 7, б).

Третья схема характеризовалась чередованием параллельных полос хорошо и слабо проницаемых пород (рис. 7, в).

Для каждой схемы рассмотрено два соотношения коэффициентов фильтрации — 1:5 и 1:50. Моделирование выполнено для условий установившегося потока на машине ЭИ-12. На границах прямоугольной модели задавался контур постоянного напора. Шаг сетки равномерный и условно принят равным 100 м при размерах моделируемой области 2000×1400 м.

Моделирование осуществлялось при разных расположениях опытных скважин в области фильтрации: 1) скважина помещена в слабо проницаемой зоне, 2) скважина расположена в хорошо проницаемой зоне, 3) два случая расположения скважин рассмотрено для первой схемы неоднородности пород: а) на пересечении полос хорошо проницаемых пород и б) в некотором удалении от их пересечения.

Расчет коэффициента фильтрации по данным моделирования производился по формуле Дюпюи при следующих вариантах:

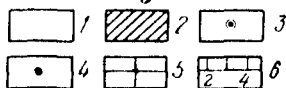
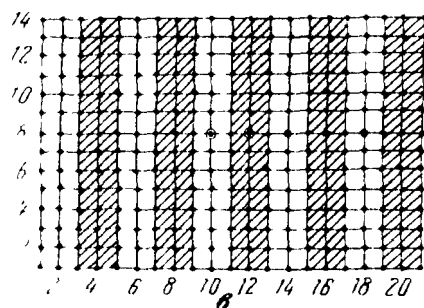
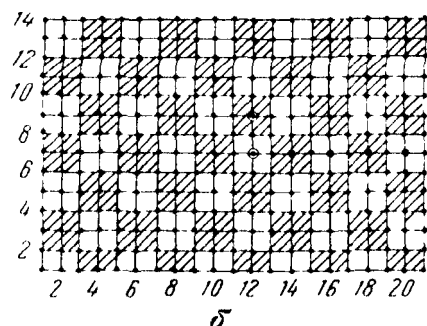
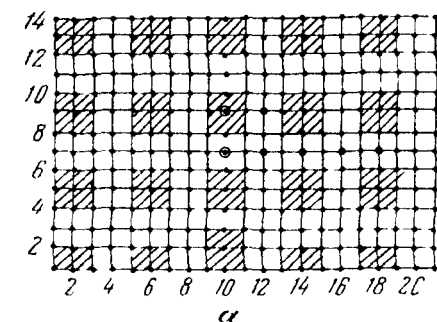
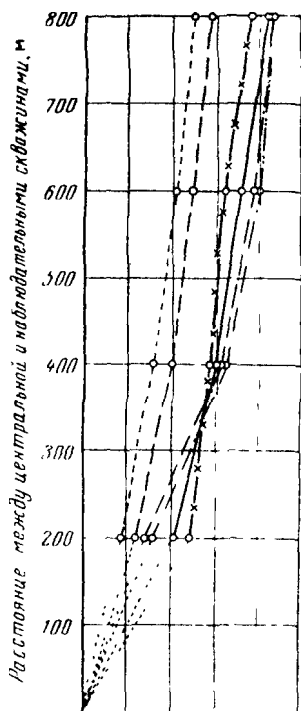


Рис. 7. Схемы неоднородности водоносных пород на моделях.

а, б, в — варианты расположения хорошо и слабо проницаемых пород; 1 — хорошо проницаемые породы; 2 — слабо проницаемые породы; 3 — опытные скважины; 4 — наблюдательные скважины; 5 — координатная сетка модели; 6 — ряды сетки



Коэффициент фильтрации, м/сутки

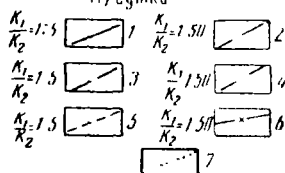


Рис. 8. Значения коэффициентов фильтрации водоносных пород, рассчитанных по центральной и наблюдательной скважинам. Центральная скважина помещена в слабо проницаемых породах.

K_1 — коэффициент фильтрации слабо проницаемых пород; K_2 — коэффициент фильтрации хорошо проницаемых пород; 1, 2 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — пересекающиеся полосы хорошо проницаемых пород; 3, 4 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — шахматное расположение пород различной проницаемости; 5, 6 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — параллельные полосы хорошо и слабо проницаемых пород; 7 — предположительные значения коэффициентов фильтрации

1) по центральной скважине, 2) по центральной и одной наблюдательной скважине с разным ее удалением от центральной и 3) по двум наблюдательным скважинам, удаленным на разные расстояния друг от друга и от центральной скважины.

Расчеты производились по двум лучам наблюдательных скважин — нормально и по диагонали к сетке узловых точек.

Выполненные на моделях исследования показали.

1. Опытная скважина располагается в слабо проницаемых породах.

а. Расчет коэффициента фильтрации по центральной скважине дает завышенный результат по отношению к заданному коэффициенту фильтрации пород, в которых помещена центральная скважина, при условии, когда депрессия захватывает как слабо, так и хорошо проницаемые породы. При этом с ростом отношения коэффициентов фильтрации хорошо и слабо проницаемых пород погрешность в расчете растет. Однако при изменении соотношения коэффициентов фильтрации в десятки раз погрешность расчета увеличивается лишь на десятки процентов.

б. Расчет коэффициентов фильтрации по центральной и наблюдательной скважинам.

Когда наблюдательная скважина расположена в ближайшей к центральной зоне с хорошей проницаемостью пород, погрешность расчета сравнительно невелика и располагается в пределах 10—25% при изменении отношения коэффициента фильтрации пород от 1:5 до 1:50.

С удалением наблюдательной скважины от центральной, т. е. с увеличением между ними числа зон с различной проницаемостью, погрешность растет и приближается к наибольшей, соответствующей расчету по центральной скважине (рис. 8).

2. Опытная скважина располагается в породах высокой проницаемости.

а. Расчет коэффициента фильтрации по центральной скважине, помещенной в хорошо проницаемых породах, дает заниженные величины коэффициентов фильтрации по сравнению с заданным коэффициентом фильтрации пород, в которых располагается центральная скважина. При этом погрешность в сторону занижения увеличивается с ростом отношения коэффициентов фильтрации слабо и хорошо проницаемых пород. Так, при $K_1 : K_2 = 1 : 5$ расчетный коэффициент фильтрации оказался ниже заданного на 8—12%. Для модели с отношением коэффициентов фильтрации 1:50 погрешность расчета в сторону уменьшения достигает 35%. Причем наибольшая погрешность отмечается для третьей схемы модели, характеризующейся чередованием хорошо и слабо проницаемых полос.

б. Расчет коэффициентов фильтрации по центральной и наблюдательной скважинам показал, что как и в случае со слабо проницаемыми породами, наименьшую ошибку в величине коэффициента фильтрации дает расчет по первой наблюдательной скважине. По

мере удаления наблюдательных скважин от центральной погрешность увеличивается и становится примерно равной погрешности, полученной при расчете по одной центральной скважине (рис. 9).

Определение коэффициента фильтрации, выполненное по двум наблюдательным скважинам, показало, что фильтрационные свойства водоносных пород массива характеризуются примерно одинаковыми величинами при любом положении центральной скважины, т. е. в слабопроницаемой или высокопроницаемой зоне. Эти вели-

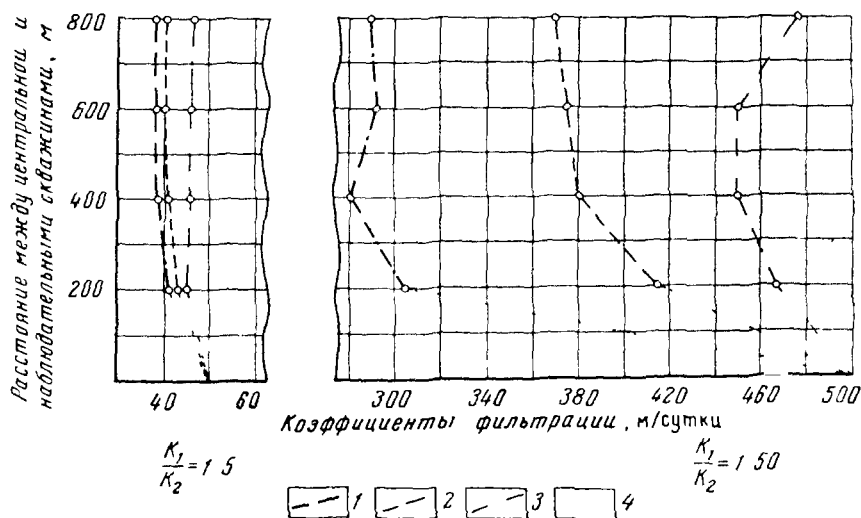


Рис. 9 Значения коэффициентов фильтрации водоносных пород, рассчитанных по центральной и наблюдательной скважинам. Центральная скважина помещена в хорошо проницаемых породах

K_1 — коэффициент фильтрации слабо проницаемых пород, K_2 — коэффициент фильтрации хорошо проницаемых пород. 1 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — параллельные полосы хорошо и слабо проницаемых пород, 2 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — шахматное расположение пород различной проницаемости, 3 — значения коэффициентов фильтрации в схеме — пересекающиеся полосы хорошо проницаемых пород, 4 — предположительные значения коэффициентов фильтрации.

чины сравнительно не отличаются от среднеарифметического значения исходных данных. Но расхождения растут с увеличением различия в заданных коэффициентах фильтрации пород. При соотношениях фильтрационных характеристик 1:5 эта погрешность не превышает 10%. При возрастании соотношения коэффициентов фильтрации пород до 1:50 погрешность достигает 15—20% (в сторону занижения по отношению к средней величине). При этом ошибка остается примерно одинаковой независимо от того, помещена ли центральная скважина в слабо или хорошо проницаемых породах.

Таким образом, выполненное исследование показывает, что в существенно неоднородных водоносных породах расчеты их коэффи-

циентов фильтрации по формуле Дюпюи характеризуют с наименьшей погрешностью фильтрационные свойства пород вблизи центральной скважины при использовании в расчете данных центральной и ближайшей к ней наблюдательной скважины. Несколько большую погрешность дает расчет по самой центральной скважине, но получаемые результаты достаточно близки к коэффициенту фильтрации пород, в которых помещена эта скважина.

Расчеты коэффициента фильтрации по формуле Дюпюи по двум наблюдательным скважинам позволяют получить усредненные характеристики фильтрационных свойств массива.

§ 4. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОДОНОСНЫХ ПОРОД

Особенности формирования проницаемости. Изучение фильтрационных свойств трещиноватых и трещинно-карстовых пород характеризуется рядом особенностей, связанных с формированием проницаемости таких пород. Основной чертой трещиноватых пород является неравномерность их проницаемости, обусловленная тем, что собственно монолитная горная порода обычно обладает низкой проницаемостью, а зоны открытой трещиноватости характеризуются относительно высокой проницаемостью. Основное влияние на неравномерность проницаемости пород оказывают сравнительно крупные тектонические зоны с раскрытыми трещинами, создающими аномальные области высокой проницаемости.

Неравномерность проницаемости обычно проявляется особенно сильно для трещинно-карстовых пород, где их закарстованность часто связана с трещиноватостью. Фильтрационные свойства таких пород наряду с их трещиноватостью зависят от размеров и густоты карстовых пустот, а также и от степени их заполнения песчано-глинистыми образованиями или кальцитом.

Зоны существенно повышенной проницаемости трещинно-карстовых пород часто наблюдаются вблизи речных долин, что связано со сравнительно высокой активностью водообмена на этих участках.

Фильтрация в трещиноватых и особенно в закарстованных породах обычно характеризуется значительной сложностью, но в большинстве случаев поток в массиве образует единую гидравлическую систему и при более или менее интенсивной откачке вокруг водозаборного устройства формируется единая депрессионная поверхность. Вместе с тем в массиве могут быть встречены потоки, практически изолированные от остальной части водоносного горизонта.

В вертикальном разрезе иногда намечается этажность в расположении потоков подземных вод в соответствии с этажным расположением практически горизонтальных трещиноватых и закарстованных зон, разделенных относительно малопроницаемыми монолитными породами. В таких условиях изучение фильтрационных

свойств водоносных пород сопряжено со значительными трудностями и недоучет этих обстоятельств может привести к существенным ошибкам в определениях.

При моноклинальном залегании пород на характер распределения их проницаемости существенное влияние оказывает чередование относительно хорошо проницаемых и слабо проницаемых пород. В таком случае это может привести к образованию отдельных вытянутых потоков практически изолированных между собой. Но при наличии в массиве крупных тектонических зон, секущих его под углом или вкрест простирания пород, поток в отдельных слоях приобретает гидравлическую связь, что ведет к формированию единой гидравлической системы.

Общие положения методики определения фильтрационных свойств пород. Более или менее обоснованное изучение фильтрационных свойств трещиноватых и трещинно-карстовых пород может осуществляться на базе предварительного освещения основных закономерностей развития тектоники и трещиноватости горных пород. В противном случае трудно обосновать расположение опытных точек и дать анализ результатов опытно-фильтрационных работ, причем отдельные зоны водоносного пласта с существенно отличной проницаемостью могут не получить необходимой оценки.

Изучение фильтрационных свойств трещиноватых водоносных пород на базе гидродинамических методов осуществляется путем: а) откачек из скважин — одиночных и кустовых в условиях установившегося и неуставившегося движения; б) наблюдений за режимом подземных вод в речных долинах и в) определения положения депрессионной кривой на междуречных массивах.

Опыт показывает, что при одиночных откачках с большими расходами и понижениями уровня воды из высокопроницаемых трещиноватых и закарстованных пород наблюдается нарушение линейного закона фильтрации в непосредственной близости от водоприемной части скважины и на выходе в нее. В таких случаях при пользовании формулами для определения коэффициента фильтрации пород, относящимися к условиям установившегося движения, расчетная величина его является заниженной и тем в большей степени, чем более искривлена зависимость дебита от понижения. В этих условиях одиночные откачки проводятся при трех понижениях уровня воды, что позволяет на кривой дебита найти участок, где нарушение линейного закона фильтрации является минимальным и данные этого участка могут быть положены в основу расчета коэффициента фильтрации пород.

Следует отметить, что в неравномерно трещиноватых породах практическая стабилизация уровня воды в скважинах, из которых ведется откачка и восстановление уровня, происходит сравнительно быстро, и это заставляет применять методы, относящиеся к установившейся фильтрации, при определении фильтрационных свойств пород по данным одиночных откачек.

Важно, что коэффициент фильтрации, определенный по данным одиночных откачек по формулам, относящимся к установившемуся движению, соответствует в значительной мере участку водоносных пород в зоне фильтра. При зональных откачках примерно освещается участок разреза мощностью в 1,3—1,5 длины фильтра. При этом, если водоприемная часть скважины располагается в зоне относительно высокопроницаемых пород, то коэффициент фильтрации соответствует этой зоне с ошибкой в сторону занижения. Если фильтр помещается в области развития пород пониженной проницаемости, то определенный коэффициент фильтрации характеризует эту зону с ошибкой в сторону завышения. Можно считать, что определение фильтрационных свойств пород по данным одиночных откачек дает некоторое усреднение коэффициентов фильтрации в отмеченных зонах вокруг фильтров.

Кустовые откачки в трещиноватых породах характеризуются рядом существенных особенностей, которые должны приниматься во внимание при изучении фильтрационных свойств пород.

Следует иметь в виду, что в трещиноватых и закарстованных породах разброс расчетных значений коэффициента фильтрации, получаемых по данным отдельных пар наблюдательных скважин, может оказаться весьма значительным в зависимости от расположения скважин относительно зон с породами различной проницаемости.

При расположении центральной и всех наблюдательных скважин в зоне водоносных пород с относительно высокой проницаемостью, или наоборот, если все скважины располагаются в области развития пород с низкой проницаемостью, разброс расчетных величин коэффициентов фильтрации, получаемых по разным парам наблюдательных скважин по формулам, отвечающим установившемуся движению, может оказаться наименьшим по сравнению с другими условиями расположения наблюдательных скважин.

Относительно большой разброс расчетных значений коэффициентов фильтрации должен иметь место при условии, когда наблюдательные скважины располагаются в зонах существенно различной проницаемости. Расчет по двум скважинам, расположенным на участке развития пород повышенной проницаемости, дает сравнительно большой коэффициент фильтрации и, наоборот, по данным скважин, расположенных в малопроницаемых породах, расчетный коэффициент фильтрации является неопределенным в связи с существенным нарушением радиального характера потока. При расположении одной наблюдательной скважины в хорошо проницаемых породах, а другой в слабо проницаемых породах расчетная величина коэффициента фильтрации занимает промежуточное положение между величинами, характеризующими хорошо и слабо проницаемые породы.

Таким образом, по данным отдельных пар наблюдательных скважин может быть получен значительный диапазон изменения

проницаемости пород с некоторым усреднением показателей, т. е. действительный разброс значений коэффициентов фильтрации пород всегда будет больше расчетного по парам наблюдательных скважин. Разброс расчетных величин будет в определенной мере характеризовать степень изменения проницаемости трещиноватых пород (см. гл. IV, § 3).

Принимая во внимание, что число наблюдательных скважин в узлах обычно невелико, получение по материалам опытных кустовых откачек надежных средних характеристик фильтрационных свойств пород оказывается затруднительным.

Осреднение показателей является наиболее значительным при определении коэффициентов фильтрации пород методами, основанными на теории неустановившейся фильтрации в зоне квазистационарного режима, т. е. в зоне выравнивания скорости снижения депрессии.

Ниже будет показано, что оценка фильтрационных свойств массивов трещиноватых и закарстованных пород при наличии соответствующих данных может быть с успехом осуществлена путем моделирования в результате решения инверсных задач. Для этих целей большое значение имеют данные групповых и кустовых откачек при наличии достаточно большого количества наблюдательных скважин и полноценной карты гидронизогипс.

Учет особенностей строения трещинной среды и фильтрации в ней жидкости при определении расчетных гидрогеологических параметров. Строение и структура трещиноватых и закарстованных пород существенно проявляются в процессе опытных откачек и в особенности на начальных их этапах в условиях неустановившегося движения, что связано с особенностями фильтрации жидкости.

Анализ многочисленных графиков прослеживания понижения и восстановления уровня при откачках из различных водоносных горизонтов, приуроченных к трещиноватым и закарстованным породам (Центральный Казахстан, Урал, Тиман, Московский артезианский бассейн и другие районы СССР), показал, что обычно они характеризуются весьма сложной формой, в большинстве случаев не отвечающей теоретической для однородного неограниченного водоносного горизонта, осложнены многочисленными положительными и отрицательными аномалиями и часто сильно деформированы, что существенно затрудняет их интерпретацию и приводит к ошибкам в определении расчетных значений гидрогеологических параметров.

Наиболее существенное влияние на форму графиков прослеживания уровня при откачках оказывают фильтрационная и коллекторская неоднородность и действующие границы пластов. При этом деформация формы графиков обусловлена как макронеоднородностью, так и микронеоднородностью пластов, связанной с характером строения трещинной среды.

На большинстве графиков прослеживания уровня, построенных по данным откачек из трещиноватых пород, выделяется три участка. Типовая форма графиков приведена на рис. 10.

Первый участок пологий, иногда практически горизонтальный, возникает в результате влияния «двойной пористости» трещиноватых пород и связанного с ней характерного времени запаздывания τ .

Второй участок более крутой, обычно практически прямолинейный, соответствует периоду, когда движение жидкости в трещиноватой породе начинает подчиняться тем же законам, что и в зернистой.

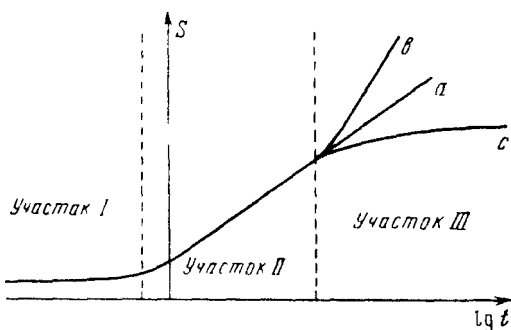


Рис. 10 Типовая форма графиков $S - \lg t$ при откачках из трещиноватых пород

Третий участок связан с макронеоднородностью водоносного горизонта и влиянием внешних границ по отношению к зоне, из которой проведена откачка. Этот участок является характерным для условий замкнутых или частично замкнутых пластов, характеризующихся значительной макронеоднородностью фильтрационных свойств.

На третьем участке выделяются три группы графиков a , b и c ; a — график сохраняет прямолинейную форму. Это наблюдается в тех случаях, когда влияние внешних границ пласта или зоны, в которой производится опыт, за время откачки еще не сказывается; b — график отклоняется вверх, что преимущественно связано с влиянием зон с меньшей водопроницаемостью непроницаемых или слабо проницаемых границ пласта. Эта группа графиков наибольшая, так как большинство откачек производится из высоководообильных зон, часто окруженных зонами низкой проницаемости; c — график выполаживается, что происходит под влиянием контуров постоянного напора или других дополнительных источников питания (перетекание из перекрывающих отложений, сокращение естественной разгрузки подземных вод и пр.), а также зон с более высокими фильтрационными свойствами пород по сравнению с той, из которой проведена откачка.

Специфические отличия определения параметров в трещиноватых породах по сравнению с зернистыми вызываются следующими основными факторами:

1) наличием в породе двух типов пустот существенно разного объема — «двойной пористости»;

2) резко выраженной анизотропией фильтрационных свойств пород;

3) неравномерным характером трещиноватости или наличием относительно редких крупных трещин, не позволяющих рассматривать фильтрационное поле как сплошную среду;

4) изменением величины раскрытия трещин с глубиной.

Остановимся подробнее на особенностях учета влияния этих факторов при определении расчетных гидрогеологических параметров.

1. *Влияние «двойной пористости».* Особенностью многих графиков прослеживания понижения и восстановления уровня при откачках из трещиноватых пород является то, что деформация их начальных участков характерна не только для возмущающих скважин, но и для наблюдательных скважин. Если в центральных скважинах она может быть объяснена влиянием скин-эффекта, то в наблюдательных ее можно объяснить различной ролью трещин и пор в процессе фильтрации жидкости или влиянием эффекта «двойной пористости».

Как следует из полученных решений по Г. И. Баренблатту и Ю. П. Желтову (1960) основной системы дифференциальных уравнений движения жидкости в трещиновато-пористом пласте, определение расчетных гидрогеологических параметров такого пласта возможно либо на основе непосредственного решения этих уравнений, либо по методике для обычных зернистых сред, когда время исследуемых процессов значительно больше характерного времени запаздывания.

Вопросы методики определения времени запаздывания рассматривались А. Баном (1961, 1962) на основе решения дифференциального уравнения (IV, 11) с использованием интегрального преобразования Лапласа. При этом для определения проницаемости использовалась формула Дюпюи, а затем τ определялось подбором из серии прямых в преобразованных по Лапласу координатах, отвечающих различным значениям τ . Время запаздывания, рассчитанное для нескольких скважин на различных месторождениях нефти в трещиноватых пластах, составило от 5—6 мин до 17 ч или 15—21% от полного времени восстановления давления.

По полученным данным был рассчитан также коэффициент α , характеризующий интенсивность обмена жидкостью между трещинами и блоками. Полученные значения составили 10^{-15} : 10^{-18} , а соответствующие им характерные размеры блоков от 1—10 до 600—870 см. Эти значения соответствовали проницаемости блоков $n \cdot 10^{-4}$ м/сутки.

В более общем случае задача об определении параметров трещиновато-пористых пластов рассматривалась В. С. Кутляровым и Ю. П. Желтовым (1967) и В. С. Кутляровым (1967). При этом также использовалось интегральное преобразование Лапласа. В общем случае полученное выражение оказывалось весьма сложным, поэтому параметры предложено определять по асимптоте графика, построенного в преобразованных по Лапласу координатах, отвечающей условиям фильтрации в обычной пористой среде с проницаемостью $k_1 + k_2$ и пьезопроводностью $k_1 + k_2\beta_1 + \beta_2$, β_1 и β_2 — соответственно упругоемкости сред 1 и 2.

В целом, несмотря на значительную громоздкость предложенных методов и в общем невысокую точность расчетов, в их основе лежит определение параметров по асимптотической части преобразованных графиков, которая отвечает условиям обычной пористой среды. При этом во всех указанных работах отмечается, что при небольшом времени проведения опытов за асимптоту может быть принят начальный участок графика.

Учитывая вышесказанное, можно сделать вывод, что графики, построенные в обычных координатах S и $\ln t$, при $t \gg \tau$ также будут близки к асимптоте, соответствующей обычной пористой среде. По ее уклону можно определить параметры, пользуясь стандартными методами для пористых пластов. Возможность определения таким путем проводимости отмечал также А. Бан (1962).

Для выбора расчетного участка на графиках $S - \ln t$ должна быть проведена их качественная интерпретация.

Математически течение жидкости в породе с «двойной пористостью» аналогично движению в двухслойном пласте. Оба процесса описываются аналогичными дифференциальными уравнениями. При этом они отличаются лишь коэффициентами при членах, выражающих разность напоров в обеих средах или пластах, а коэффициенту α соответствует $\frac{k_0}{h_0}$ (h_0 и k_0 — мощность и проницаемость перемычки).

Если в пласте с «двойной пористостью» $k_1 \gg k_2$, а $n_1 \ll n_2$, то движение жидкости аналогично движению в двухслойном пласте без разделяющего слоя со слабо проницаемым безнапорным верхним слоем $k_1 \gg k_2$ и $\mu_1 \ll \mu_2$ (индексы 1 и 2 соответствуют нижнему и верхнему слою, μ — водоотдача пород), тогда η соответствует коэффициенту $\frac{h_2}{k_2} k_1 h_1$.

При таком подходе нижний слой может рассматриваться как аналогичный трещинам, а верхний — пористым блокам.

Поэтому интерпретация графиков $S - \ln t$ в средах с «двойной пористостью» может быть осуществлена так же, как в двухслойных пластах.

Аналогичную форму имеют также графики при откачках из безнапорных пластов (эффект Болтона).

Таким образом, описанная выше форма графиков наблюдается в тех случаях, когда в процессе откачки происходит изменение «эффективной водоотдачи» пласта во времени.

Первый участок на типовом графике (см. рис. 10) соответствует периоду ложностационарной фильтрации. Иногда этот участок имеет крутую левую ветвь, соответствующую периоду фильтрации при водоотдаче, определяемой емкостью трещин. Но обычно эта ветвь вырождается, что соответствует резкому скачку уровня в наблюдательных скважинах при пуске откачки.

Абсолютная величина этого скачка, как правило, невелика ввиду высоких фильтрационных свойств трещин и редко превы-

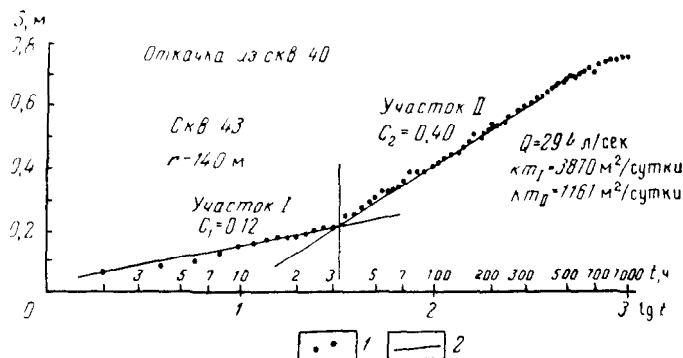


Рис. 11. Графики $S - lgt$ при откачке из фамен-турнейских известняков (Центральный Казахстан, Май Кайнарская муфта, 1966 г.)

1 — величина уровня подземных вод во времени; 2 — кривая изменения уровня подземных вод во времени

шает 40—50 см (обычно до 10—30 см). Вырождение этой ветви происходит из-за весьма малой емкости крупных трещин. Действительно при нулевой водоотдаче трещин перераспределение уровней в них должно было бы происходить мгновенно, а участок ложностационарного режима иметь практически горизонтальную форму. Чем меньше разница в величине водоотдачи двух сред (трещин и пористых блоков, макро- и микротрещин), тем хуже выражен участок ложностационарного режима. В этих случаях он имеет более или менее пологую достаточно прямолинейную форму (рис. 11) и легко может быть принят за участок истинного квазистационарного режима. Такие случаи характерны для среды с двумя системами трещин существенно разного раскрытия.

Естественно, что определение параметров по этому участку даст резкое завышение рассчитанных значений коэффициентов водопроводимости и уровнепроводности. Проведенный анализ результатов опытных откачек из трещиноватых пород и приближен-

ные оценки показали, что время запаздывания, а следовательно, и продолжительность участка I, составляет обычно до 10—15, реже 30—50, иногда 100 ч и более.

Постепенно, по мере того как формирование понижений начинает определяться водоотдачей основной массы микротрещин, пор и пустот, этап ложностационарной фильтрации заканчивается, крутизна графика увеличивается и он более или менее быстро приобретает прямолинейную форму (участок II на рис. 11).

Этот участок соответствует асимптоте, отвечающей условиям фильтрации в обычной пористой породе. По нему и следует определять параметры водоносного горизонта, характеризующие осредненные фильтрационные свойства водовмещающей среды.

Следует отметить, что если значения коэффициентов водопроницаемости по этому участку получаются правильно, то величины коэффициентов непроницаемости (пнезопроводности) могут оказаться искаженными. Это связано с характером развития депрессии в трещиноватой породе.

На рис. 12 приведены кривые зависимости безразмерного давления U от автомодельной переменной $\xi = \frac{x}{\sqrt{at}}$, полученные в работе (Баренблатт и др., 1960) при решении на ЭЦВМ задачи о неустановившейся фильтрации к галерее в трещиновато-пористом пласте. Кривые построены для различных значений $\frac{at}{\tau_1}$.

При возрастании at/τ_1 (что может быть при $\eta \rightarrow 0$, либо при $t \rightarrow \infty$) распределение давления в трещиноватой породе стремится к распределению его в обычной пористой среде. Как видно из рисунка, кривая депрессии в трещиноватом пласте является более пологой, чем в обычном пористом.

Следовательно, только при достаточно большом времени откачки распределение понижений в трещиновато-пористом пласте будет отвечать формуле Дюпюи.

При этом, если раскрытия трещин достаточно велики, то значения коэффициентов фильтрации, рассчитанные по формуле Дюпюи (или графику $S-\lg$), будут существенно превышать значения, полученные по графикам $S-\lg t$, так как абсолютные понижения уровня в наблюдательных скважинах по мере удаления их от опытной меняются мало, что объясняется высокой проницаемостью отдельных крупных трещин. Темп снижения уровней определяется проницаемостью всего пласта в целом.

Результаты расчета по формуле Дюпюи будут характеризовать коэффициенты фильтрации отдельных трещин, которые связаны с проницаемостью пласта соотношением

$$k = k_{тр}n, \quad (IV, 49)$$

где k и $k_{тр}$ — коэффициенты фильтрации пласта и трещин; n — пористость пласта.

Коэффициенты уровнепроводности могут быть также резко занижены или завышены в зависимости от характера трещиноватости пласта и местоположения наблюдательной скважины относительно опытной. Характерной особенностью таких пластов является видимое увеличение рассчитанных значений коэффициентов уровнепроводности по мере удаления наблюдательных скважин от опытных. Так, в эквивалентном зернистом пласте в ближайшей окрестности опытной скважины понижения уровня больше, а в удалении меньше, чем в трещиноватом (см. рис. 12). Естественно в первой зоне будут получены заниженные значения уровнепроводности (по ближайшим наблюдательным скважинам), а во второй завышенные (по удаленным наблюдательным скважинам). Радиус зоны, в которой наблюдается существенное занижение рассчитанных значений коэффициента уровнепроводности, колеблется от нескольких метров в пластах со слабо развитой трещиноватостью до 150—200 м и более в интенсивно трещиноватых пластах. Это связано с дренирующим влиянием более крупных трещин.

На рис. 13 показан график зависимости коэффициента уровнепроводности от расстояния наблюдательной скважины от опытной. Как видно из графика, с увеличением расстояния темп нарастания значений коэффициента уровнепроводности затухает и с 400 м становится незначительным.

В таких условиях, когда помимо «двойной пористости» пород, на графики накладывается деформация от действия крупной трещиноватости в качестве расчетных следует принимать коэффициенты уровнепроводности по наблюдательным скважинам, удаленным от опытной на расстояние не менее $1,5-2h$ (h — мощность

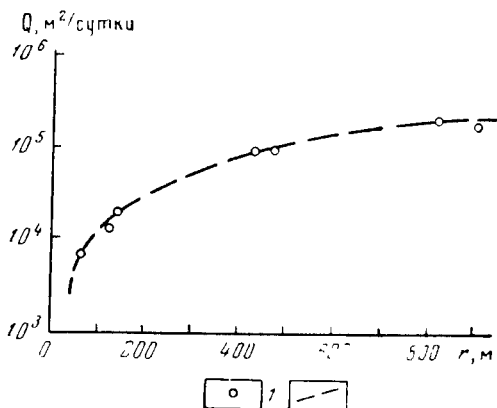


Рис. 13. Графики зависимости рассчитанных значений коэффициента уровнепроводности от расстояния наблюдательных скважин до опытной

1 — значения коэффициента уровнепроводности;
2 — кривая изменения коэффициента уровнепроводности

водоносного горизонта), либо при большом количестве наблюдательных скважин строить графики $a=f(r)$, выбирая на них участки, где нарастание a становится незначительным.

Удобной формой обработки результатов опытных откачек из неравномерно трещиноватых пластов является построение графиков в координатах $S-\lg \frac{t}{r^2}$ (рис. 14).

В условиях обычных равномерно трещиноватых пластов с «двойной пористостью» критерием наступления квазистационарного режима является выход графиков, построенных по разным скважинам на одну асимптотическую ветвь. При наличии крупной трещиноватости, когда величина перепада уровня на контак-

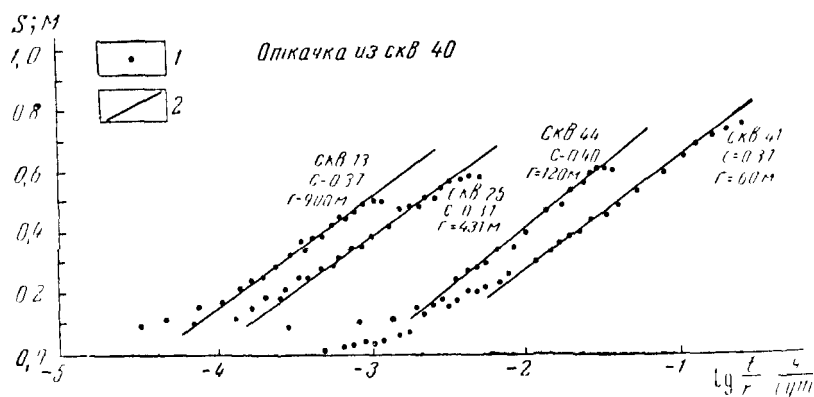


Рис. 14. Графики $S-\lg \frac{t}{r^2}$ при откачке из фамен-турнейских известняков (Центральный Казахстан, Май Кайнарская мулда, 1967 г.)
1 — величина уровня воды по отдельным замерам, 2 — кривая изменения уровня подземных вод

те блок-трещина, либо между крупными и мелкими трещинами, вполне соизмерима с величиной понижения, графики $S-\lg \frac{t}{r^2}$ в условиях квазистационарного режима параллельны между собой (см. рис. 14).

В первом случае будет наблюдаться достаточно близкое совпадение полученных значений коэффициента водопроводимости с результатами расчетов по формуле Дюпюи (или график $S-\lg r$). Во втором случае они будут существенно различаться.

Описанные эффекты будут наблюдаться только в тех случаях, когда трещиноватая порода характеризуется двумя или более системами пустот существенно разных размеров. В чисто трещинных пластах с интенсивно развитой равномерной трещиноватостью графики прослеживания понижения уровня при откачках имеют тот же вид, что и в обычных зернистых пластах.

Как отмечалось выше, наличие на графиках $S - \lg t$ третьего участка связано с макронеоднородностью пласта и влиянием действующих границ. Когда на графиках проявляется четкая дифференциация участков, их диагностирование и выбор расчетного участка II трудностей не вызывает. Однако при влиянии внешних границ диагностирование графиков усложняется, так как, с одной стороны, требуется достаточно большая продолжительность опытов, чтобы влияние микронеоднородности пласта уже не сказывалось, а с другой, при продолжительных опытах начинают сказываться внешние границы пласта, что приводит к выражению на графиках расчетного участка II для скважин, расположенных вблизи границ. Поэтому опытные кусты следует располагать по возможности на удалении от границ пласта.

При размещении наблюдательных скважин в ограниченных пластах вблизи границ следует пользоваться критерием, предложенным Б. Г. Самсоновым (1969).

$$\bar{r} = \frac{l}{r} \geq 3, \quad (\text{IV}, 50)$$

где \bar{r} — относительное положение наблюдательной скважины; l — расстояние возмущающей скважины до границы; r — расстояние между наблюдательной и возмущающей скважинами.

В ряде случаев достаточно представительные участки могут быть получены и при $\bar{r} = 1,5 \div 2$.

С другой стороны, расстояния между наблюдательной и опытной скважиной должны быть по возможности не меньше мощности водоносного горизонта, чтобы исключить влияние несовершенства скважин при определении коэффициента уровнепроводности. В условиях трещиноватых пород, как уже отмечалось, последний часто оказывается значительно заниженным при определении по наблюдательным скважинам, расположенным вблизи от опытных, что связано с явлением «сверхпроводимости» пласта в зоне, окружающей скважину, и вызывается влиянием крупных трещин и карстовых пустот.

В других случаях участок II может быть ошибочно интерпретирован, как связанный с влиянием границ, а за расчетный принят участок I (см. рис. 11).

На графиках снижения уровня, построенных по данным этой откачки в координатах $S - \lg \frac{t}{r^2}$, видимость прямолинейности первого участка исчезает (см. рис. 14). На расчетных участках графики по различным скважинам параллельны между собой, чего не наблюдалось бы в случае влияния границ.

Из анализа видно, что определение параметров трещинно-карстовых водоносных горизонтов может быть выполнено стандартным графоаналитическим методом Джекоба. При этом в силу особенностей фильтрации жидкости графики прослеживания уровня следует дифференцировать на отдельные участки. Первые участки,

соответствующие начальному периоду откачки продолжительностью обычно до 10—15 ч, реже 30—50 ч, в силу имеющегося эффекта запаздывания не могут служить расчетными.

Изложенная методика интерпретации графиков $S - \lg t$ и определения параметров была применена при обработке результатов разведки Пожняель-Седьюского месторождения подземных вод, приуроченного к трещинно-карстовому водоносному горизонту. Последующее воспроизведение откачек при моделировании на МСМ-1 показало вполне удовлетворительное совпадение результатов натурных и машинных данных по значениям коэффициентов водопроницаемости и некоторое завышение полученных значений коэффициентов уровнепроводности.

2. Влияние анизотропии фильтрационных свойств. Поскольку трещиноватые породы почти всегда характеризуются более или менее четко выраженной анизотропией фильтрационных свойств, ее необходимо учитывать при определении расчетных параметров.

Методика расчетов параметров в условиях однородной прямолинейной анизотропии при установившейся фильтрации достаточно подробно рассмотрена в работах В. М. Шестакова (1955), Н. А. Огильви (1953), Г. В. Щербакова (1958), Е. С. Ромма (1966), Б. В. Позиненко (1965).

В условиях неустановившейся фильтрации методика определения расчетных гидрогеологических параметров рассмотрена Е. С. Роммом (1966) и И. К. Гавич (1966) и поэтому здесь мы на этих вопросах не останавливаемся.

3. Влияние неравномерной трещиноватости пород. Выше были рассмотрены особенности фильтрации жидкости в трещиноватых породах в тех случаях, когда объемная интенсивность трещиноватости породы относительно равномерна и достаточно высока. В этих случаях трещиноватая порода может рассматриваться как среда, обладающая непрерывными свойствами, а к описанию процессов фильтрации в ней с некоторым приближением можно подходить с позиций механики сплошных сред.

Однако в трещиноватых и трещинно-карстовых водоносных горизонтах важную роль играют также и отдельные относительно редкие трещины, зоны дробления, карстовые каналы, обладающие высокими фильтрационными свойствами и являющиеся основными проводниками подземных вод. Такие трещины вызывают описанный выше эффект «обобщенной каптажной системы» (см. § 1). Влияние крупных трещин накладывается при откачках на влияние «двойной пористости» пород и анизотропии их фильтрационных свойств, вызывая дополнительные трудности при определении гидрогеологических параметров трещиноватых пластов. Влияние крупных трещин достаточно часто проявляется при откачках, когда в двух разноудаленных от опытной наблюдательных скважинах понижения уровня весьма близки между собой, либо в дальней больше, чем в ближней.

В таких условиях, как и в обычных анизотропных пластах и средах с «двойной пористостью», коэффициент водопроводимости может быть определен после наступления квазистационарного режима графоаналитическим методом прямой в координатах S и $\lg t$. Определение коэффициента уровнепроводности таким путем практически невозможно и может привести к существенным ошибкам, так как неизвестны не только приведенный радиус каптажной системы, но и расстояния от наблюдательных скважин до трещин, которые мы рассматриваем как элементы водозабора. В то же время абсолютные понижения уровня в наблюдательных скважинах могут существенно отличаться от тех, которые должны были бы иметь место в эквивалентном однородном пласте. Поскольку в таких пластах характерное время запаздывания τ может быть достаточно продолжительным несколько суток и более, что связано с большим размером блоков, наилучшие результаты при определении коэффициентов водопроводимости дают данные длительных групповых откачек с мощным водоотбором. При этом мы получаем осредненное значение коэффициента водопроводимости трещиноватых пород для значительной площади, охваченной воронкой депрессии.

Естественно, что определение коэффициента фильтрации и водопроводимости по формуле Дюпюи может привести к значительным ошибкам. Если расчетные скважины попали в крупную трещину, то будет получено резко завышенное значение, характеризующее проницаемость трещины.

Если одна из скважин попала в слабопроницаемый блок, а вторая в трещину, значение коэффициента водопроводимости будет занижено в силу дополнительного перепада уровней между ними.

Таким образом, все вышеизложенное показывает, что особенности фильтрации в трещиноватых породах предопределяют использование в качестве основного способа расчета параметров — графоаналитического метода прямой в координатах S — $\lg t$ или S — $\lg \frac{t}{r^2}$. В ряде случаев для расчета работы взаимодействующих скважин, подобно тому, как это делается в практике нефтяников, может быть использован комплексный гидравлический параметр a/r^2 , который определяется непосредственно по данным опытных откачек. При этом для каждой точки, в которой должен производиться прогноз изменения уровня, этот параметр должен определяться отдельно по данным откачек из каждой возмущающей скважины.

4. *Изменение фильтрационных и коллекторских свойств трещиноватых пород с глубиной.* Характерной особенностью трещиноватых пород в зоне выветривания является невыдержанность их фильтрационных и коллекторских свойств в вертикальном разрезе. Высокие водопритокы в скважины и горные выработки наблюдаются обычно до глубины 50—100 м, реже 150—200 м, а затем их величина, как правило, быстро затухает. В условиях достаточ-

но интенсивной трещиноватости в зоне выветривания обычно наблюдается постепенное закономерное уменьшение коэффициентов фильтрации и удельных дебитов скважин с глубиной.

При неравномерной трещиноватости и относительно редкой сети крупных трещин изменение удельных дебитов скважин с глубиной имеет незакономерный характер и в основном определяется положением в разрезе вскрытых скважинами отдельных крупных трещин.

Величина коэффициента фильтрации трещиноватых пород в различных интервалах разреза может быть установлена по данным поинтервальных откачек или расходомерии скважин.

Л. В. Боровским (1966) предложены методы расчета коэффициента фильтрации трещиноватых пород в условиях его закономерного постепенного уменьшения с глубиной по данным опытных откачек, если установлена мощность водоносного горизонта.

Менее разработанным является вопрос об определении изменения водоотдачи трещиноватых пород с глубиной. В настоящее время методика гидродинамического прогноза величины водоотдачи на глубине практически отсутствует, обычно для этой цели используют промыслово-геофизические методы, но их точность весьма невысока.

§ 5. ПОДХОД К ОПРЕДЕЛЕНИЮ КОЛИЧЕСТВА СКВАЖИН ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД

Одной из основных особенностей водоносных горизонтов является их фильтрационная неоднородность, которая для трещиноватых и закарстованных пород проявляется особенно сильно. Неоднородность пород различного литологического состава была детально проанализирована М. В. Рацем (1968). В частности, им было высказано предположение, что тип распределения проницаемости меняется в зависимости от числа каналов фильтрации (пор, трещин). Из этого вытекает, что степень неоднородности будет различной для различных литологических разностей пород.

Для оценки степени неоднородности фильтрационных свойств пород различных водоносных горизонтов было проанализировано около 70 выборок из значений коэффициентов фильтрации и водопроводимости пород на отдельных участках детальной разведки и площадях действующих водозаборов. Из них сорок выборок относятся к трещиноватым и закарстованным породам.

Для каждой анализируемой выборки был установлен закон распределения, пределы изменения водопроводимости (коэффициент фильтрации), среднеквадратичные ошибки (σ) и средние значения параметров. Анализ полученных данных позволил сделать следующие выводы:

1. Распределение коэффициентов водопроводимости (фильтрации) не противоречит логарифмически нормальному закону*.

* Проверка распределения проводилась по критерию Пирсона χ^2 (для большой выборки) и графическим способом (для малой выборки).

2. Величина среднеквадратичной ошибки (σ) колеблется в довольно широких пределах (от 0,2 до 0,8), но для различных литологических разностей пород эти пределы значительно сужаются. Это обстоятельство позволяет использовать величину σ в качестве меры однородности водоносного горизонта.

3. По величине среднеквадратичной ошибки (σ) представляется возможным выделить следующие основные типы литологических разностей трещиноватых водовмещающих пород по степени однородности фильтрационных свойств (табл. 3).

Таблица 3

Литологические разности пород по степени их однородности

Литологический состав	Количество выборки	Преобладающее значение σ	Степень однородности
Мергельно-меловые отложения	23	0,2—0,4	Неоднородные
Трещиноватые кристаллические породы	2	Более 0,4	Весьма неоднородные
Известняки	5	0,2—0,4	Неоднородные
	10	Более 0,4	Весьма неоднородные

4. Как видно из табл. 3 наиболее однородными являются трещиноватые породы мергельно-меловой толщи; значительной неоднородностью обладают трещиноватые кристаллические породы *. Несколько особняком стоят известняки, в которых на общую фоновую мелкую трещиноватость на отдельных участках накладываются процессы карстообразования, приводящие к резкой изменчивости фильтрационных свойств. В связи с этим пределы изменения среднеквадратичной ошибки для известняков значительно шире, чем для других литологических разностей. Отметим, что для анализа привлекались главным образом выборки, все члены которых рассчитывались по данным кратковременных одиночных откачек. При этом для обработки использовались скважины, пробуренные одинаковым способом и одинаковой конструкции.

Так как водосодержащие породы обладают различной степенью неоднородности, для определения среднего значения параметров необходимо неодинаковое количество скважин. Анализ этого вопроса можно произвести методами математической статистики случайных величин. Сразу сделаем оговорку. Использование методов математической статистики случайных величин для решения вопроса о необходимом количестве скважин применительно к расчетным гидрогеологическим параметрам не совсем верно.

* Пользуясь исследованиями С. Н. Чернышева, проанализировавшего большой материал откачек из таких пород, при гидротехническом строительстве установлено, что σ в таких условиях составляет 0,6—1,0 и более.

Это объясняется тем, что гидрогеологические параметры (коэффициент фильтрации, водопроницаемость) не являются случайными величинами и на значение величины параметров, определяемых в одной точке, оказывают влияние значения параметров в окружающих точках. Большой опыт геологов-разведчиков твердых полезных ископаемых показывает, что между погрешностью в определении среднего значения величины, вычисленной по формулам математической статистики, и реальной погрешностью существует значительное расхождение, причем реальная погрешность может быть как больше, так и меньше вычисленной. Более точное решение поставленной задачи может быть получено методами теории случайных функций, что для нефтяных месторождений было показано в работе М. И. Швидлера (1963). Однако использование этого метода требует такого большого количества точек, в которых известны значения коэффициентов фильтрации, что сама разведка теряет смысл по экономическим соображениям. Поэтому представляется целесообразным, используя математическую статистику случайных независимых величин, определить теоретическую достоверность расчетных значений среднего коэффициента фильтрации (водопроницаемости), получаемых в разных случаях, т. е. для водоносных горизонтов с различной степенью неоднородности. Эта условная теоретическая достоверность в дальнейшем может служить критерием изученности фильтрационных свойств водонасыщающих пород.

Как известно, достоверность (уровень значимости) определения средней величины при одном и том же количестве точек будет различной в зависимости от принятых доверительных интервалов. Доверительные интервалы (σ) определяют диапазон изменения средней величины, т. е. возможную ошибку в определении среднего. Целесообразно принять, что точность определения среднего не должна быть выше точности единичных определений параметров. При анализе методики определения параметров было показано, что наиболее частые минимальные расхождения между отдельными определениями различными методами составляют примерно 20—25%. Поэтому можно принять, что средняя величина должна отличаться от предельных своих значений также не менее чем на 20—25%, т. е. что отношение максимального среднего к минимальному должно быть примерно равно 1,5. При таком отношении предельных значений среднего при логарифмическом нормальном распределении доверительные интервалы среднелогарифмического значения параметров должны быть равны 0,09. Эта величина и была принята нами для определения степени условной достоверности проводимых разведочных работ (табл. 4) и определения необходимого количества точек для расчета среднего заданной степени условной достоверности.

Выполненный анализ показал, что преобладающие значения условной достоверности, полученные на участках детальной разведки, составили для мергельно-меловой толщи и равномерно

Таблица 4

Количество точек опробования при разной степени достоверности результатов

Значение σ	Необходимое количество точек при условной степени достоверности (α , %)				
	95	90	80	70	50
0,2	22	15	9	6	3
0,3	45	32	20	13	6
0,4	79	55	34	22	10
0,5	119	84	51	34	15
0,6	171	120	74	49	21
0,8	306	215	131	86	36

трещиноватых известняков 65—75% и для неравномерно трещиноватых и закарстованных известняков 40—50%.

Данные табл. 4 показывают, что разумным числом опытных откачек может быть достигнута теоретическая достоверность порядка 70% для мергельно-меловой толщи и равномерно трещиноватых известняков и 50% для пород трещинно-карстового типа.

Разумеется, приведенные цифры являются условными, однако с нашей точки зрения они могут быть использованы для сравнительной оценки степени разведанности месторождений в различных природных условиях.

Остановимся еще на одном вопросе определения средних величин параметров. В опубликованной литературе (Самсонов, 1969) появились предложения о том, что при логарифмически нормальном типе распределения необходимо определить среднеарифметическое из логарифмов определений. Это не совсем верно, так как наиболее эффективной оценкой при логарифмически нормальном законе распределения является так называемая максимально правдоподобная оценка, предложенная Ачисоном и Брауном (1957) и в Советском Союзе впервые примененная Д. А. Родионовым (1964) при анализе функций распределений минералов и элементов в изверженных породах.

Максимально правдоподобная оценка обычно находится между среднеарифметическим значением параметра и среднеарифметическим значением логарифма параметра, но может превышать и среднеарифметическое значение параметра. При небольших величинах σ ($\sigma < 0,2$) среднеарифметическое, среднелогарифмическое и максимально правдоподобное значение параметра примерно одинаковые. При $\sigma = 0,3 \div 0,4$ максимально правдоподобная оценка ближе к среднеарифметической, отличаясь от среднелогарифмической на 30—40%. Поэтому при определении среднего значения параметра при логнормальном распределении и значении $\sigma = 0,3 \div 0,4$ и более целесообразно рассчитывать максимально правдоподобное значение, пользуясь методикой, изложенной в работе Д. А. Родионова (1964).

ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

§ 1. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РАСХОДОМЕТРИИ СКВАЖИН ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА СУБР

При изучении гидрогеологических условий освоения Северо-Уральских бокситовых месторождений (СУБР) широко применяются геофизические методы исследований — электропрофилирование, магнитометрия, радиоволновое просвечивание горных пород, каротажные исследования и др.

Основным недостатком перечисленных методов геофизических исследований является невозможность однозначной интерпретации получаемых данных, так как свойства пород ими определяются косвенным путем.

Например, при исследовании известняков методом электропрофилирования основным показателем степени их закарстованности и обводненности является величина электрического сопротивления. Однако глинистые и битуминозные известняки, которые часто играют роль местных водоупоров, с одной стороны, и закарстованные обводненные зоны, с другой, характеризуются одними и теми же величинами этих параметров (электрическое сопротивление 100—800 ом).

Аналогичный эффект дает радиокомпарационный метод, при котором геологическое картирование ведется путем изучения электромагнитного поля ширококвотельной радиостанции, неоднородность которого определяется не только электрическими свойствами пород, но и другими причинами.

При исследовании горных выработок широко применяется резистивиметровый каротаж, позволяющий получить гидрогеологические параметры косвенным путем (Соколов, 1969).

Однако в наших условиях в закарстованных породах получить достоверные сведения о гидрогеологических параметрах методом резистивиметрии в большинстве случаев нельзя, так как в скважинах часто происходит вертикальный переток по стволу. В таких условиях наблюдения за рассолением раствора не позволяют расчленить водоносный горизонт на водопроницаемые и водонепроницаемые участки и определить фильтрационные свойства известняков. Следует добавить, что при интенсивном движении воды резистивиметрия вообще не применима ввиду быстрого вымывания раствора и невозможности равномерного засоления скважины. Таким образом, метод солевого каротажа эффективен только при отсутствии вертикального движения воды в скважинах и при исследовании вертикальной гидрохимической зональности подземных вод.

Метод расходомерии лишен недостатков, свойственных всем другим геофизическим исследованиям. Основным отличием этого метода является то, что фильтрационные свойства пород определяются прямыми наблюдениями, а не косвенными. Метод основан на прямом измерении направления и скорости движения воды в стволе скважины, вызванного возбуждением водоносного горизонта (наливом, откачкой) или взаимодействием водоносных зон, характеризующихся различными напорами. Расход потока определяется произведением скорости потока воды на поперечное сечение скважины, которое измеряется каверномером. Динамический напор определяется по разности статического и динамического уровня воды в скважине.

Процесс получения исходных данных, необходимых для гидрогеологических расчетов, заключается в измерении скорости движения воды в расходомере с последующим определением ее расхода по тарировочному графику $n=f(Q_n)$, где n — количество оборотов крыльчатки прибора.

Для определения расхода потока в скважине вводится поправочный коэффициент k_d , отражающий несоответствие диаметров скважины и прибора $Q_{свк} = Qn k_d$.

Однако следует отметить, что на точность определения расхода кроме диаметра скважин влияют и другие особенности, например, положение прибора в скважине, его эксцентриситет, искривление ствола скважины и т. д. Поэтому при применении расходомерии на Северо-Уральских бокситовых месторождениях расход воды, наливаемой в скважину, контролировали водомерами ВВ-200 или ВВ-100. Зависимость расхода от глубины скважин $Q=f(h)$ изображается в виде графика — расходограммы. Наклон отрезков расходограммы к оси скважины дает качественную характеристику фильтрационных свойств пласта. Малый угол наклона указывает на зоны с меньшими коэффициентами фильтрации, и наоборот.

Таким образом, с помощью расходомерии можно получить в однозначной интерпретации следующие параметры водоносных горизонтов: 1) количество и мощность водоносных зон, 2) сравнительные данные о напорах и водообильности водоносных зон, 3) при искусственном возбуждении скважин откачкой или наливом можно определить фильтрационные параметры водоносных зон.

Расходомерия в комплексе с наливом при трех повышении уровня позволяет с достоверностью, достаточной для решения практических задач, определить статический уровень в каждой водоносной зоне, вскрытой скважиной. Определение осуществляется графическим методом, который основан на следующей предпосылке.

Разные напоры водоносных зон, вскрытые скважиной, вызывают переток воды по ее стволу. Поэтому уровень, установившийся в скважине, является динамическим. Для поглощающих зон уро-

вень выше, а для зон, отдающих воду, ниже статического. Если произвести налив в скважину при трех повышении уровня, то для каждой зоны можно построить графики зависимостей расходов поглощающейся воды от динамического уровня в скважине, расположив на оси абсцисс расход, а на оси ординат динамический уровень в абсолютных отметках. Интерполируя полученную прямую или кривую до ее пересечения с осью ординат, получим точку, соответствующую статическому уровню.

Если в процессе налива некоторые зоны не поглощают, а отдают воду, то графики зависимости $Q=f(H)$ располагаются по обе стороны от оси ординат: слева для зон поглощающих, справа для зон отдающих воду. В случае параболической зависимости $Q=f(S)$ статический уровень водоносной зоны можно определить по формуле, выведенной из уравнения Келлера $S=aQ+bQ^2$

$$H_{ст} = \frac{H_1(Q_2Q_3 - Q_3Q_2) + H_2(Q_3Q_1 - Q_1Q_3) + H_3(Q_1Q_2 - Q_2Q_1)}{Q_1^2(Q_3 - Q_2) + Q_2^2(Q_1 - Q_3) + Q_3^2(Q_2 - Q_1)}, \quad (V, 1)$$

где Q_1, Q_2, Q_3 — расходы поглощающейся воды; H_1, H_2, H_3 — динамические уровни, выраженные в абс. отметках; $H_{ст}$ — статический уровень, выраженный в абс. отметках; a и b — постоянные коэффициенты.

При зависимости $Q=f(S)$, близкой к квадратичной ($S=cQ^2$), статический уровень можно определить по формуле

$$H_{ст} = \frac{H_1Q_2^2 - H_2Q_1^2}{Q_2^2 - Q_1^2}. \quad (V, 2)$$

На Северо-Уральских бокситовых месторождениях расходомерия используется для решения следующих задач: 1) оценки обводненности закарстованных пород по площади и глубине; 2) определения производительности водоотливных скважин при заданной величине понижения уровня; 3) изучения гидрогеологических условий сооружения стволов шахт.

Во всех случаях расходомерия скважин осуществляется тахеометрическими расходомерами ТСР-70, ТСР-30 и проводится в комплексе с наливами (нагнетаниями).

Техническое оснащение для производства наливов и нагнетаний одинаково. Осушенный интервал в скважине изолируется обсадными трубами. На ее устье монтируется специальный герметизирующий оголовок для того, чтобы при наливах избежать попадания воздуха в скважину, вызывающего вспенивание воды, а при нагнетаниях — предотвратить утечку воды. Рабочий диаметр скважин 108—127 мм. При наливе в скважину опускаются наблюдательные трубки полиэтиленовые или металлические $d=30$ мм. Вода подается по водопроводу $d=168$ мм насосами 6-НДВ. Для того чтобы проводить одновременное опробование трех скважин на конце магистральной ветви водопровода монтируется водораспределительное устройство, состоящее из магистрального патрубка $d=168$ мм и трех распределительных патруб-

ков $d=146-108$ мм. В магистральный патрубок вмонтирована водоочищающая сетка. Перед ней и после нее устанавливаются манометры, по разности показаний которых можно определить степень засорения сетки.

Методика обработки и обобщения результатов расходометрических исследований при оценке гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, приуроченных к закарстованным породам, определяется особенностями строения карстовых водоносных горизонтов и характером решаемой задачи.

В процессе промышленного освоения рудных полей водоносные горизонты подвергаются сплошному вскрытию и в обводнении гор-

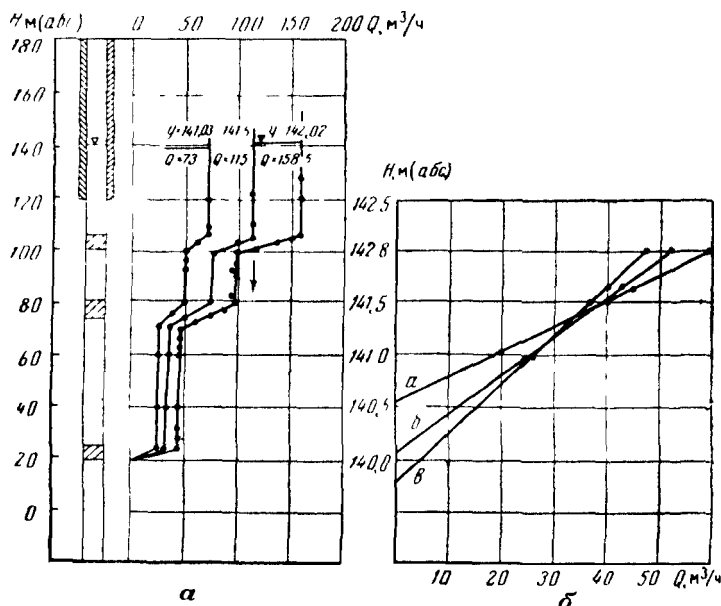


Рис 15 Расходограмма скважин (а) и график зависимости расхода воды от динамического уровня (б)

α, δ, θ — водоносные зоны

ных выработок могут принимать участие карстовые системы, не обнаруженные при разведке месторождения. Эта особенность указывает на то, что при оценке гидрогеологических условий освоения месторождения целесообразно использовать не средние значения параметров, а их максимальные величины. Для определения максимальных величин гидрогеологических параметров использованы вероятностно-статистические методы, возможность применения которых для указанных целей рассматривалась в главе III.

Для определения закономерностей распределения водоносных зон в вертикальном направлении в разрезе выделялось несколько

Таблица 5

Результаты опробования скважины расходомерной в комплексе с наливом
(уровень воды в скважине $H_{\text{скв}} 140, 20$)

Местоположе- ние водонос- ных зон и их мощность, м	$H_{\text{дин}}, \text{ м}$ (абс.)	$Q,$ $\text{м}^3/\text{ч}$	$H_{\text{ст}}, \text{ м}$ (абс.)	$H_{\text{дин}} - H_{\text{ст}}$ $\Delta H_{\text{м}}$	$q = \frac{Q}{\Delta H}$	$H_{\text{дин}} - H_{\text{скв}}$	$q = \frac{Q}{H_{\text{дин}} - H_{\text{скв}}}$
99,60—105,80	142,02	59		1,47		1,82	
6,20	141,5	39	140,55	0,96	~ 40	1,30	30
	141,03	20		0,48		0,83	
73,40—80,20	142,02	52		1,95		1,82	
6,80	141,5	39	140,07	1,43	26	1,30	30
	141,03	26		0,96		0,83	
19—24,0	142,02	47,5		2,47		1,82	
5,0	141,5	37	139,55	1,95	19	1,30	32,5
	141,03	27		1,48		0,83	

интервалов и в статистические выборки включались данные, ха-
рактеризующие один и тот же интервал. Величина интервала опре-
делялась по среднеарифметическим или модальным значениям
расстояний (b) между водоносными зонами, выявленными в про-
цессе опробования скважин.

Таблица 6

Вариационный ряд расстояний (l) между водоносными зонами
и их среднеарифметическое (\bar{l}), среднеквадратичное (S)
и модальное (l_m) значения

Порядковые числа зон, k	Расстояние между зонами, l_k	Квадраты расстояний между зонами, l_k^2	Расчетные характеристики
1	3,0	9,0	$\bar{l} = \frac{\sum l_k}{N} = 54,28$ $s = \sqrt{\frac{\sum l_k^2 - \frac{(\sum l_k)^2}{N}}{N}} = 11,84$ $y_{14} = 0,5095$ $\sigma_{14} = 0,99$ $\frac{1}{\alpha} = \frac{11,84}{0,99} = 11,96$ $l_m = \bar{l} - \left(\frac{1}{\alpha} \cdot y_{14} \right) = 48,19$
2	15,0	225	
3	19,0	361	
4	31,5	992,25	
5	35	1225	
6	46,0	2116	
7	50	2500	
8	50	2500	
9	55	3025	
10	55,4	3069,16	
11	60	3600	
12	85	7225	
13	100	10000	
14	155	24025	

Обводненность водоносных зон оценивалась через удельный дебит ($q = \frac{Q}{H}$), а их мощность (m) путем статистической обработки величин интервалов пород, поглощающих или отдающих воду.

Пример обработки данных расходомерии.

1. По расходограмме (рис. 15, а) определяется местоположение водоносных зон и расходы поглощающей воды в каждую зону при трех положениях динамического уровня (H).

2. Для каждой водоносной зоны строятся графики зависимости $Q = f(H_{\text{дин}})$, и с оси ординат снимаются соответствующие им отметки статических уровней ($H_{\text{ст}}$) (рис. 15, б).

3. Определяется удельный дебит

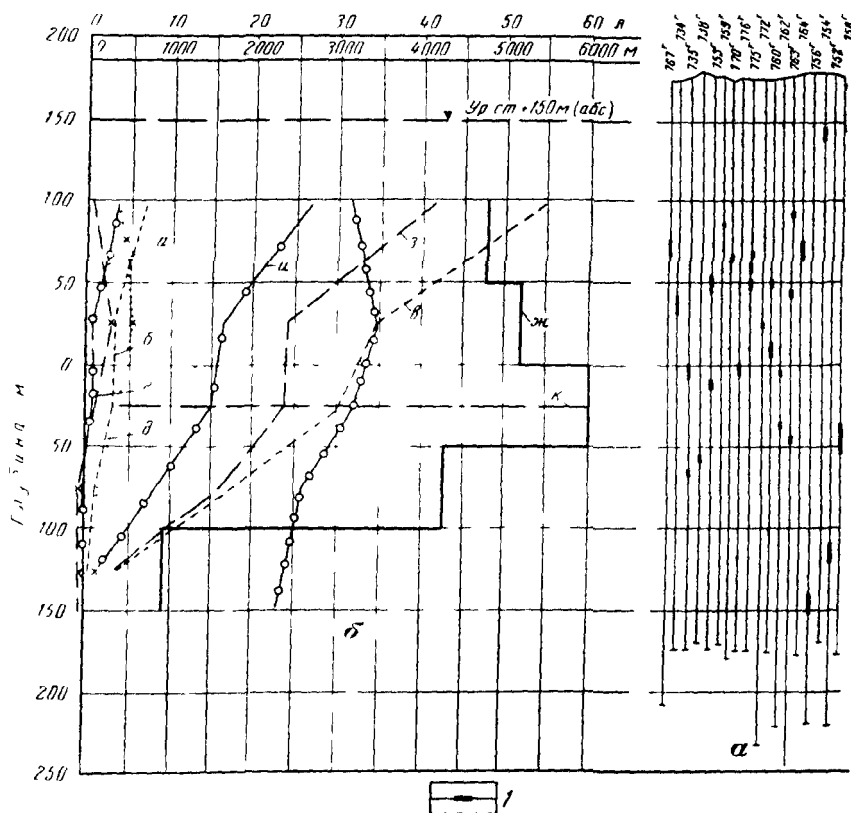


Рис. 16 Схема распределения водоносных зон в карстовом водоносном горизонте по данным расходомерии скважины (а) и график зависимости расчетных значений гидрогеологических параметров от глубины (б).

l — положение водоносных зон. Удельные дебиты: a — модальные; $б$ — среднеарифметические; $в$ — максимальные; мощности водоносных зон: $г$ — модальные; $д$ — среднеарифметические; $е$ — максимальные; $ж$ — водопрopusкная способность водоносного горизонта; $з$ — коэффициент фильтрации водоносных зон; $и$ — коэффициент фильтрации водоносного горизонта; $к$ — граница эффективного водопонижения

$$q = \frac{Q}{H_{\text{дин}} - H_{\text{ст}}} = \frac{Q}{\Delta H},$$

где $H_{\text{дин}}$ — динамический уровень,

$H_{\text{ст}}$ — расчетный статический уровень для каждой зоны. Полученные данные заносятся в табл. 5.

Разница между отметками уровня воды в скважине до начала налива и статическими уровнями в водоносных зонах составляет $\Delta H \approx 0,5$ м (рис. 15, б).

Удельные расходы, рассчитанные по разности отметок статических и динамических уровней, с глубиной уменьшаются, а при замене расчетного статического уровня, уровнем воды в скважине, замеренным до налива, величины удельных дебитов значительно искажаются (табл. 6). Поэтому следует сделать вывод, что при незначительном повышении уровня в скважине в процессе ее опробования проведение расходомерии при одной ступени налива может существенно исказить представления об обводненности водоносных зон и изменении водообильности известняков в зависимости от глубины.

При второй и третьей ступенях налива расходомерию следует проводить только в интервалах расположения водоносных зон, выявленных в понсковый период.

4. По скважинам, расположенным на одном однородном по геологическим и геоморфологическим условиям участке, строится схема, характеризующая распространение водоносных зон в вертикальном разрезе известняков (рис. 16, а).

5. Рассчитываются модальные и среднеарифметические значения расстояний между водоносными зонами, вскрытыми скважинами ($l \approx 50$ м) (табл. 7).

6. Расчетные значения интервалов ($l \approx 50$ м) наносятся на схему (рис. 16, б).

7. Удельные расходы водоносных зон, приуроченных к одному и тому же интервалу пород, раскладываются в вариационный ряд. Для каждого члена

Таблица 7

Вариационный ряд удельных дебитов и их расчетные характеристики
(интервал 0—50 м, абс.)

Порядковые числа зон, k	$\frac{k}{N+1}$	y_k	$\left(q = \frac{x_k Q}{\Delta H} \right)$	x'_k	Расчетные характеристики
С 1 по	0,038	- 1,18484	< 0,0001		$\bar{x} = 2,95$
12	0,462	0,25852			$S_x = 4,566$
13	0,50	0,36651	0,68	0,462	$y_2 = 0,5309$
14	0,538	0,4782	0,923	0,852	$\sigma_{25} = 1,0915$
15	0,577	0,598	1,343	1,801	$\frac{1}{\alpha} = 4,183$
16	0,615	0,72127	1,44	2,074	
17	0,654	0,85649	2,861	8,185	
18	0,692	0,99921	3,166	10,02	
19	0,731	1,16046	3,75	14,062	$x_m = 0,73$
20	0,769	1,33688	3,877	15,031	$\sigma_y = 0 = 1,033$
21	0,808	1,54556	7,31	53,436	$\sigma_y = 1 = 1,5164$
22	0,8462	1,78835	7,724	59,66	$\sigma_y = 2 = 2,353$
23	0,885	2,10236	10,49	110,04	$x = 4,183y + 0,73$
24	0,9231	2,52415	13,53	183,061	
25	0,962	3,2086	16,75	280,562	
			73,844	739,249	

выборки находится оценка вероятности ($\frac{k}{N+1}$), y_k и x_k^2 , а в целом для ряда рассчитываются модальные, среднеарифметические и максимальные значения удельных дебитов и доверительные интервалы $x+3\sigma$ и $x-3\sigma$.

Расчетные значения изображаются в виде графика (рис. 17). Расположение фактических данных в пределах критической области $x+3\sigma$, $x-3\sigma$ может служить доказательством однородности выборки и ее подчиненности двойному показательному закону. Таким же способом подвергаются обработке мощности водоносных зон.

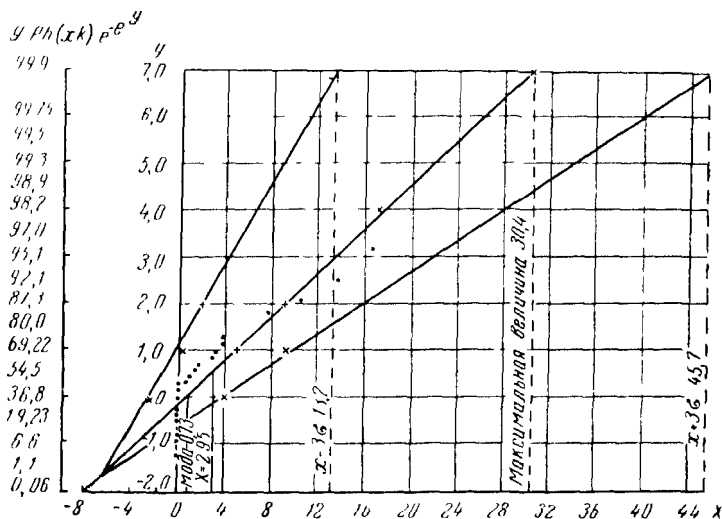


Рис. 17. График зависимости максимальных удельных дебитов от нормированных отклонений y , представляющих аргументы функции e^{-1-y}

Модальные, среднеарифметические и максимальные значения удельных расходов и мощностей водоносных зон изображаются в виде сводных графиков $q=f(H)$, $m=f(H)$ (см. рис. 16). Для каждого расчетного интервала находится производительность потока $Q_{пр} = S \cdot q_{max}$ (см. рис. 16, ж),

где S — максимальное водопонижение от статического уровня.

§ 2. ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КАРСТОВОГО МАССИВА В РАЙОНЕ ЮЖНО-УРАЛЬСКИХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЮУБР)

При изучении карстовых массивов большое значение имеет комплексное использование гидрогеологических, гидрологических и геофизических методов. Такие комплексные исследования выполнялись в районе Южно-Уральских бокситовых месторождений (ЮУБР), расположенных на западном склоне Южного Урала.

Для изучения характера и степени обводненности пород, вмещающих рудный пласт, были проведены геофизические исследования, продолжавшиеся в течение ряда лет под руководством

А. А. Огильви. Основные задачи этих исследований заключались в определении степени трещиноватости и закарстованности карбонатных пород, вмещающих рудный горизонт, по площади и в разрезе; в выявлении и прослеживании наиболее трещиноватых и закарстованных зон, по которым возможно перемещение сосредоточенных водотоков, образующихся за счет потери поверхностных вод в руслах рек и ручьев; в изучении фильтрационных свойств карбонатных пород и аллювиальных образований в речных долинах; в изучении гидродинамической зональности трещинно-карстового водоносного горизонта в девонских отложениях по площади и в разрезе.

Южно-Уральский бокситовый район располагается в южной части Уфимского амфитеатра, в зоне сочленения этой крупной структуры западного склона Южного Урала с Инзерским синклинорием

Улуиро-Айская синклиналь выполнена мощной толщей девонских и каменноугольных отложений. Девонские отложения представлены эйфельским, живетским и франским ярусами, сложенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Рудный горизонт по возрасту относится к франскому времени и перекрыт толщей известняков и доломитом франского и фаменского ярусов. Каменноугольные отложения представлены известняками и доломитами нижнего и среднего карбона, а также конгломератами, песчаниками и сланцами верхнего карбона.

Юго-восточное крыло Улуиро-Айской синклинали осложнено рядом прогибов и поднятий, благодаря чему в районе месторождений отмечается падение слоев на юго-восток под углом $10-12^\circ$, и на северо-запад под углом около 20° . Моноклинально падающие девонские слои местами разбиты сбросами, вдоль которых породы сильно разрушены и трещиноваты. Наличие тектонических нарушений и трещиноватости в карбонатных породах района создает условия для развития карста и накопления больших запасов трещинно-карстовых вод. Карстовые формы наблюдаются в зонах развития девонских и каменноугольных отложений. Развитие карста является основной особенностью Южно-Уральского бокситового района, определяющей в основном режим поверхностных и подземных вод района. Характерным для карстового массива является «исчезающая» речка Каменка. Ее русловой сток поглощается понорами и воронками и по карстовым каналам и полостям направляется к основной дрене района — р. Ай, где разгружается в виде мощных карстовых источников или непосредственно в русле реки. Подземные воды заключены в трещинах и карстовых полостях докембрийских, девонских и каменноугольных отложений.

Наиболее детально изучена водоносность девонских известняков и доломитов. В них малопроницаемые орловские слои, состоящие из бокситов и силлитов, разделяют водоносную толщу на два

основных горизонта — надрудный и подрудный. Нижний, подрудный, водоносный горизонт в пределах левобережья р. Ай залегает на глубине от 0 до 450 м и более от поверхности земли. На большей части территории этот водоносный горизонт носит напорный характер. В зонах тектонических нарушений, а также в центральных частях антиклинальных складок, где бокситовые водопорные слои выведены на дневную поверхность, осуществляется связь между нижним и верхним водоносными горизонтами. Воды верхнего, надрудного, водоносного горизонта чаще всего безнапорны. Местный напор они приобретают в долине р. Ай под аллювием поймы и надпойменных террас. Река Ай глубоко врезана в карбонатную толщу (на 100—200 м), которая водоносна лишь в нижней части вблизи современного уреза реки.

Источниками питания подземных вод в девонских отложениях служат атмосферные осадки (ср. многолетн. 530 мм); поверхностные водотоки, спускающиеся с водораздельных хребтов и теряющие свой сток при входе в карстовую зону; подземные воды некарстовых пород, поглощающиеся породами карстовой зоны; напорные воды, поступающие из глубоких горизонтов по многочисленным зонам тектонических нарушений. Разгрузка трещинно-карстового водоносного горизонта происходит через карстовые источники и непосредственно в русле р. Ай.

Положение уровня трещинно-карстовых вод имеет ступенчатый характер, что обусловлено неравномерной закарстованностью водовмещающих пород, определяющей чередование монолитных и трещиновато-закарстованных блоков.

Особенности методики геофизических исследований с поверхности земли для изучения трещиноватости и закарстованности пород

Степень закарстованности и трещиноватости пород изучалась ранее по керну. Но такие работы проводились лишь в пределах контуров месторождений, там, где располагалась основная сеть скважин. Геофизические исследования были постановлены для изучения степени разрушенности пород на более обширных площадях. Они осуществлялись с поверхности земли и в дальнейшем контролировались геофизическими наблюдениями в скважинах.

Исследования с поверхности земли проводились по методу сопротивлений при глубине уровня грунтовых вод до 100 м и более. Электроразведочные исследования проводились с целью определения степени трещиноватости и закарстованности карбонатных пород в пределах водораздельных пространств, а также для определения мощности и состава четвертичных отложений в долине р. Ай и р. Каменки. Кроме того, были определены места разгрузки трещинно-карстового водоносного горизонта в русле р. Ай.

Первая задача решалась с помощью двухгоризонтного электропрофилирования и электроразведочного (ВЭЗ). Методика проведенных исследований достаточно подробно освещена в работах А. А. Огильви (1962). По результатам электроразведочных работ построены карты кажущихся сопротивлений (ρ_k), характеризующих толщину пород до глубины примерно 300 м (рис. 18). При сопоставлении этих карт видно, что в общем значения сопротивлений пород с глубиной возрастают. Основная причина этого явления — снижение трещиноватости и закарстованности пород с глубиной, что подтверждено и буровыми скважинами. Наряду с этим в пределах изученной площади как на карте верхнего, так и нижнего горизонтов наблюдаются зоны высоких и низких сопротивлений, сменяющие друг друга по площади. Максимальными сопротивлениями (до 16—17 тыс. ом) обладают породы на центральных участках водораздельных массивов. Это, как правило, породы монолитные, слаботрещиноватые, содержащие незначительные запасы воды. Зоны с высокими сопротивлениями пород чередуются с породами, обладающими низкими сопротивлениями (500—2000 ом). Одна из зон пересекает водораздельный массив с юга на север от р. Каменки через водораздел р. Ай. Сопротивления пород в пределах этой зоны очень малы, что характеризует породы как очень сильно разрушенные, закарстованные и обводненные. В пределах этой зоны р. Каменка проложила свое подземное русло. Выводы, сделанные на основании результатов электропрофилирования, были подтверждены геофизическими наблюдениями в многочисленных скважинах.

Очень интересную обработку результатов электропрофилирования провела Г. П. Нечаева. Ею был сделан статистический анализ направлений (конфигураций) изолиний ρ_k . Этот метод был предложен Р. Лаутербахом для обработки карт микромагнитной съемки. В результате такой обработки карт строят диаграммы, аналогично построению роз трещиноватости (см. рис. 18). Диаграмма наглядно иллюстрирует господствующее направление изолиний. На карту вместе с розами направлений изолиний ρ_k нанесены результаты круговых зондирований, диаграммы которых вытянуты в основном в направлениях господствующей трещиноватости. Большинство полученных изоом вытянуты в двух основных направлениях — северо-западном и северо-восточном, что соответствует направлениям трещиноватости пород. Наряду с этим некоторые диаграммы показывают, что породы трещиноваты не только в основных направлениях, но и в других. Такие диаграммы характерны для зон тектонических нарушений.

Таким образом, специальный метод анализа результатов геофизических исследований с поверхности земли — анализ карт сопротивлений пород позволяет более детально охарактеризовать степень разрушенности карбонатных пород и достаточно точно определять направления господствующей трещиноватости на отдельных участках и в пределах исследуемого района в целом.

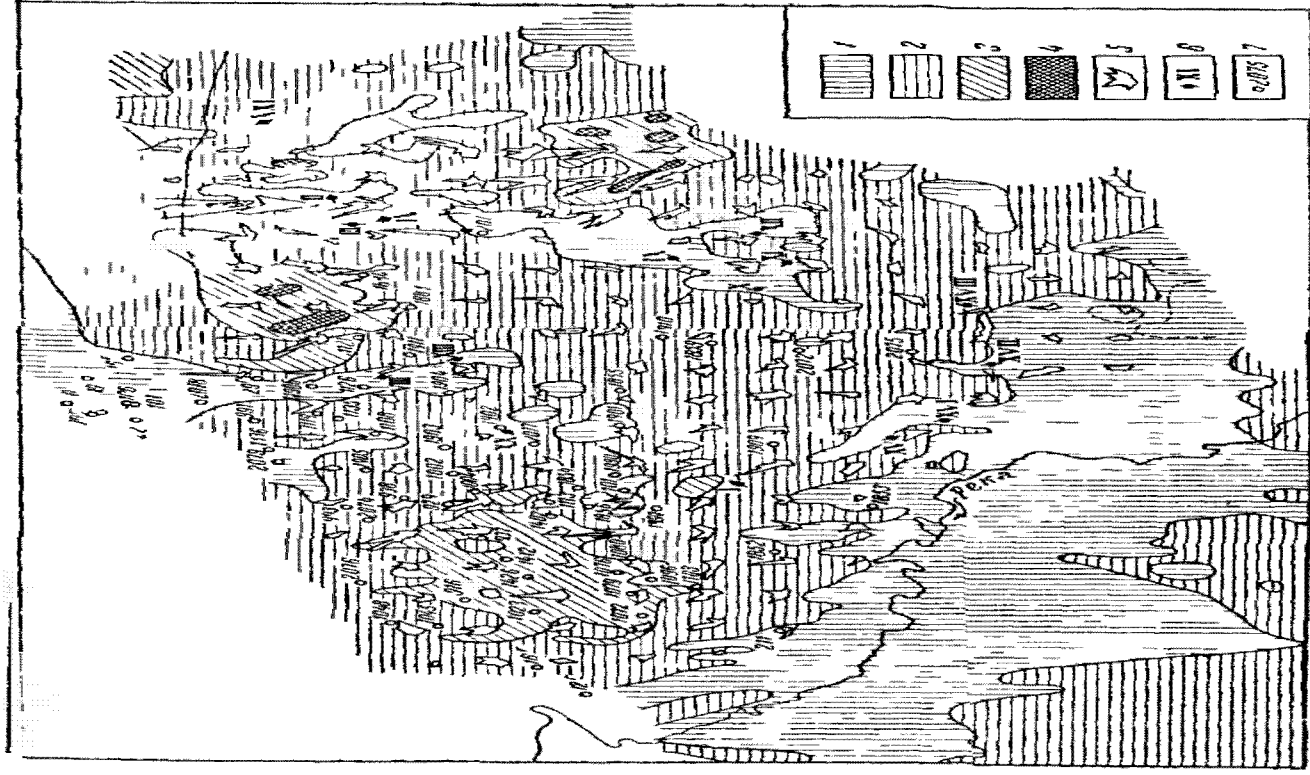


Рис. 18. Сцена изом верхаго профиля

1 — от 0 до 100, 2 — от 100 до 400, 3 — 400 до 600, 4 — 600 до 800, 5 — 800 до 1000, 6 — 1000 до 1200, 7 — 1200 до 1400. 1 — песок, 2 — глина, 3 — известняк, 4 — доломит, 5 — складки, 6 — карстовые явления, 7 — пещеры.

Гидродинамические особенности трещинно-карстового водоносного горизонта по данным геофизических исследований в скважинах

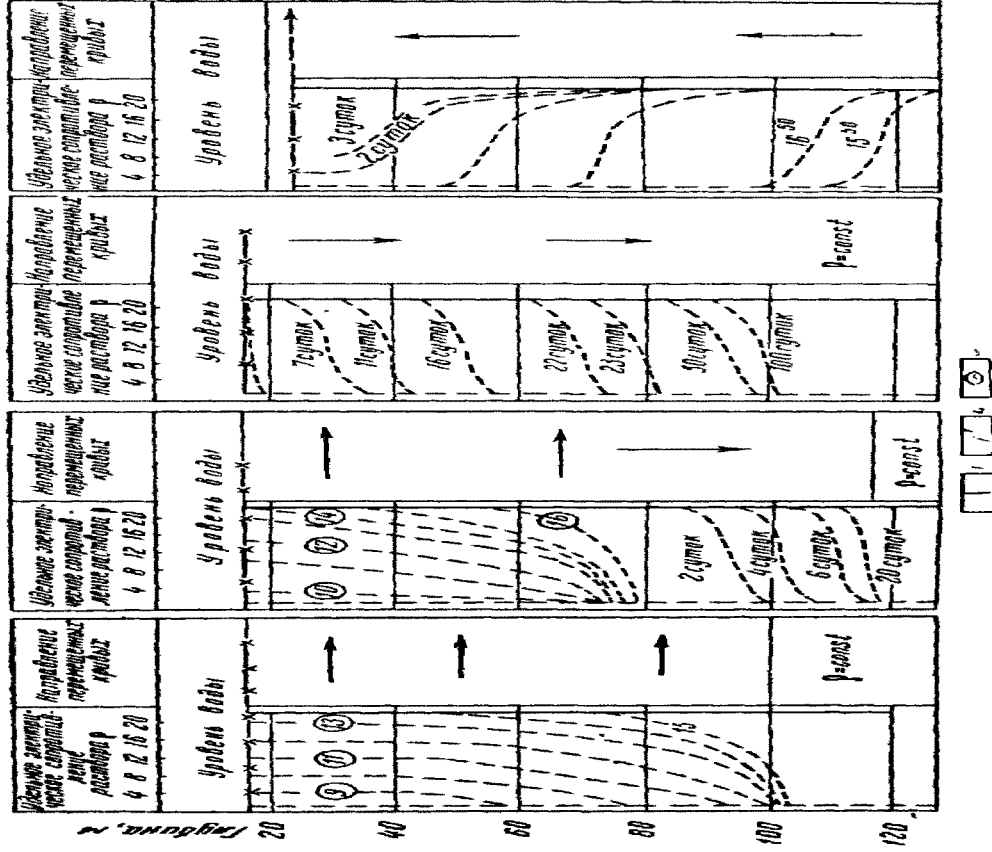
Для геофизических наблюдений использовались не только специальные гидрогеологические скважины, но и разведочные скважины малого диаметра. Геофизические исследования в скважинах проводились по методу сопротивлений, методом естественного электрического тока PS и электролитическим методом. Каротаж по методу сопротивлений и естественного электрического тока позволил выделить трещиноватые зоны в карбонатном массиве в разрезах всех обследованных скважин.

В результате исследования большого числа скважин электролитическим методом получены диаграммы движения трещинно-карстовых вод, в ряде случаев сильно отличающиеся друг от друга (рис. 19).

Диаграммы первой группы представляют собой серию параллельных кривых, направленных вертикально вверх и характеризующих равномерную фильтрацию подземных вод по всему стволу скважины до определенной глубины. Такие диаграммы получены при обследовании скважин, расположенных в пределах закарстованных трещиноватых зон с интенсивной фильтрацией трещинно-карстовых вод. Скорости опреснения соленого раствора в таких скважинах различны, но в основном процесс этот происходит очень быстро в течение нескольких суток.

Во вторую группу включены диаграммы, на которых в верхней части кривые вертикальны, а в нижней направление их меняется на горизонтальное. Следовательно, в верхней части происходит интенсивное движение подземного потока, которое приводит к быстрому опреснению соленого раствора в скважине, а внизу — медленное опускание границы электролита вниз благодаря очень медленному движению подземного потока. В результате в верхней части вода в скважине опресняется в течение нескольких часов, тогда как в нижней процесс рассоления (или опреснения) продолжается несколько суток. Скважины, в которых вымывание соленого раствора происходит особенно медленно, расположены, как правило, в зонах, переходящих от пород закарстованных к породам монолитным, слабо трещиноватым. Интенсивная фильтрация подземных вод здесь происходит лишь в верхней части водоносного горизонта.

Следующий тип диаграмм, отнесенных к третьей группе, представляет собой серию параллельных горизонтальных кривых, как бы перемещающихся сверху вниз от уровня воды к забою скважины. Подобные диаграммы получены по скважинам, вскрывшим монолитные и слабо трещиноватые породы. Движение подземного потока здесь происходит настолько медленно, что поток практически не успевает вынести соленый раствор из скважины;



граница соленого раствора постепенно и очень медленно опускается вниз со скоростью от 1,4 до 27 м/сутки.

И наконец, в особую, четвертую группу включены такие диаграммы, которые характеризуют движение напорных вод в зонах крупных разломов. Отличаются они от всех рассмотренных выше тем, что кривые перемещаются снизу вверх, т. е. соленый раствор опресняется не сверху, а снизу от забоя скважины. Граница электролита смещается постепенно вверх.

Из вышесказанного видно, что характер движения трещинно-карстовых вод очень сложен и разнообразен, что обуславливается особенностями строения водоносного горизонта. На основании анализа большого количества диаграмм, полученных в результате электролитических исследований в скважинах, анализа кернового материала и опытных работ, удалось расчленить зону полного насыщения (по Д. С. Соколову), на ряд подзон, отличающихся по характеру и скоростям движения подземных вод в закарстованном массиве.

В пределах зоны полного насыщения трещинно-карстового водоносного горизонта выделяются: подзона интенсивной фильтрации, подзона замедленной фильтрации, подзона весьма замедленной фильтрации.

Подзона интенсивной фильтрации распространена, как правило, в верхней части водоносного горизонта и характеризуется горизонтальным смещением резистивиметрических диаграмм. Опыты показывают, что электролит, введенный в скважину, в пределах подзоны интенсивной фильтрации вымывается в течение одного или нескольких часов, тогда как ниже, в подзоне замедленной фильтрации, скорость выноса электролита увеличивается до нескольких суток и даже месяцев.

Мощность подзоны интенсивной фильтрации неравномерна и находится в прямой зависимости от степени трещиноватости и закарстованности массива. В зонах сильно трещиноватых и закарстованных пород подзона интенсивной фильтрации подземных вод распространяется на большую глубину и в ряде случаев опускается значительно ниже современного уровня р. Ай. В местах, где породы слабо трещиноваты, монолитны, зона интенсивной фильтрации практически отсутствует или имеет очень малую мощность и располагается в самой верхней части водоносного горизонта. Такие участки приурочены к центрам водораздельных массивов.

Ниже подзоны активной фильтрации располагается подзона замедленной фильтрации и трещинно-карстовых вод. Она характеризуется опусканием границы электролита вниз (рис. 19). Скорости опускания границы раздела соленой и пресной воды на разных участках различны. В самой нижней части водоносного горизонта вплоть до рудного пласта распространена подзона, в пределах которой электролит практически не вымывается и не опресняется в течение очень длительного времени. Горизонт, где

прекращается опускание границы электролита и сопротивление раствора остается постоянным в течение длительного времени (рис. 19), назван подзоной весьма замедленной фильтрации трещинно-карстовых вод. Эта подзона приурочена к карбонатным слаботрешиноватым породам и располагается над рудным пластом. Мощность подзоны непостоянна. На одних участках она достигает 100 м, а на других — практически ничтожна. Верхняя граница этой зоны в большинстве случаев совпадает с кровлей известняков орловского горизонта, покрывающих рудный пласт.

Комплексное районирование территории по данным проведенных исследований

Сопоставление приведенных выше данных о характере изменения геоэлектрических и фильтрационных свойств пород с колебаниями уровней, характером и скоростями движения подземных вод позволило в пределах междуречья Ая и Каменки выделить три основных района с различными свойствами пород и различным характером и скоростями движения трещинно-карстовых вод в них (рис. 20).

Первый район объединяет участки, где породы сильно трещиноваты, закарстованы и обводнены. Скорости движения подземных вод в пределах таких участков максимальны. Здесь наблюдается наиболее интенсивное развитие карстовых полостей как на поверхности земли, так и в самих карбонатных массивах. Распространены также породы преимущественно вдоль русла р. Ай и ее притоков, а также вдоль линий тектонических нарушений или тектонических контактов пород различного возраста.

Основные особенности водовмещающих пород следующие. Удельные электрические сопротивления пород (ρ_k) имеют сравнительно низкие значения и изменяются в пределах 500—1000 ом, редко повышаясь до 2000 ом. Коэффициенты фильтрации пород выделенного района колеблются от 2 до 200 м/сутки. Удельные дебиты скважин также изменяются в широких пределах и достигают нескольких тысяч кубических метров в сутки.

Положение уровней трещинно-карстовых вод в пределах первого района благодаря хорошей водопроницаемости пород незначительно превышает уровень р. Ай и колеблется в пределах 262—270 м.

Уклоны зеркала самые низкие по сравнению с другими участками, величина их не превышает 0,01—0,015. Глубина залегания водоносного горизонта от поверхности земли достигает 90—100 м. Амплитуда колебаний уровня или иначе мощность зоны сезонных колебаний составляет 4—6 м. Скорости движения трещинно-карстовых вод в пределах распространения первого района в среднем составляют 2000 м/сутки.

В пределах водоносного горизонта преобладает интенсивная фильтрация, в результате чего подзона интенсивной фильтрации распространяется от уровня водоносного горизонта вплоть до бокового пласта, а в ряде случаев опускается ниже. По мере движения к границе первого района со вторым наблюдается постепенное нарастание мощности подзоны замедленной фильтрации.

Химический состав подземных вод первого района зависит от

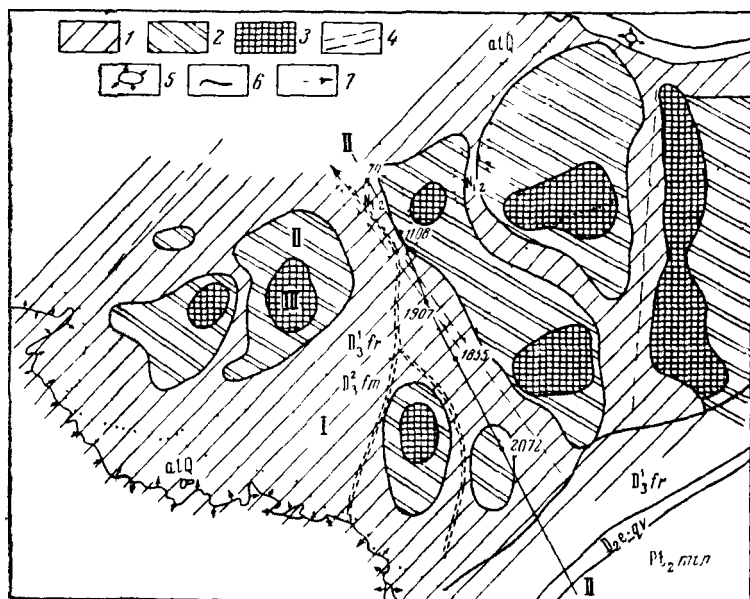


Рис. 20. Схематическая карта гидрогеологического районирования закарстованного карбонатного массива

I — I район: сильно водоносные трещиноватые и закарстованные породы; 2 — II район: менее водоносные трещиноватые и закарстованные породы; 3 — III район: слабо водоносные слегка трещиноватые породы; 4 — линии тектонических нарушений; 5 — места разгрузки трещинно-карстовых вод в две реки; 6 — участки потери русловых вод в карст; 7 — подземное русло р. Каменки; Q — аллювиальные четвертичные отложения; D₁^{fr} — известняки и доломиты франского труса верхнего девона; D₂^{fr} — известняки и доломиты франского труса верхнего девона; D₁^{fr} — известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники мифельского и живецкого ярусов среднего девона; P₂^{fr} — известняки минь-ярской свиты верхнего протерозоя

химического состава вод, поступающих из областей питания. Величина минерализации небольшая (0,1—0,4 г/л). Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый и гидрокарбонатно-кальциево-магниевый.

Второй район обрамляет участки, относящиеся к первому району, и является переходной зоной от пород сильно трещиноватых и закарстованных к породам слабо трещиноватым (район третий), очень слабо водоносным. По площади он гораздо меньше первого района. Удельные электрические сопротивления карбонат-

ных пород в пределах второго района изменяются от 2 до 4 тыс. ом, повышаясь иногда до 5 тыс. ом, что соответствует породам слабо трещиноватым. Водообильность пород невелика. Удельные водопоглощения и удельные дебиты скважин в среднем составляют 0,3—0,4 л/сек, иногда достигая 0,7 л-сек/м. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород 0,5—1,0 м/сутки.

Уровни трещинно-карстовых вод здесь располагаются на более высоких отметках, причем они резко повышаются в направлении от первого района к третьему. Уклоны поверхности водоносного горизонта довольно велики и измеряются десятками долями единицы (0,2—0,6). В связи с такими большими уклонами глубина залегания водоносного горизонта от поверхности земли составляет от 30—40 до 70—80 м. Уровни водоносного горизонта колеблются под влиянием инфильтрации атмосферных осадков, а также зависят от притока подземных вод со стороны водораздела, благодаря чему графики колебаний имеют два пика. Мощность зоны сезонных колебаний в среднем составляет 5—10 м.

Движение трещинно-карстовых вод характеризуется заметным уменьшением скорости фильтрации с глубиной. На геофизических диаграммах, отражающих скорости вымывания электролита из скважины, в пределах зоны полного насыщения выделяются все три гидродинамические подзоны. Соотношение мощностей подзоны интенсивной и замедленной фильтрации таково, что по мере движения к границе второго района с третьим увеличивается подзона, в которой происходит опускание электролита и увеличивается мощность подзоны с горизонтальным перемещением кривых.

Величина минерализации вод достигает 0,45—0,50 г/л. Воды гидрокарбонатно-кальциево-магнєвые, причем содержание кальция и магния примерно одинаковое.

Третий район характеризуется наличием слабо трещиноватых, монолитных, очень слабо водоносных пород. Они распространены в основном в пределах центральных частей водораздельных массивов и занимают небольшие участки. Здесь зеркало трещинно-карстовых вод куполообразно приподнято и расположено на отметках свыше 300 м. Глубина залегания водоносного горизонта составляет 20—40 м. Удельные сопротивления карбонатных пород в пределах третьего района очень велики и достигают в ряде случаев 10 000—16 000 ом, что характеризует их как слабо трещиноватые.

Опытными работами в скважинах установлены небольшие удельные водопоглощения, величины которых редко превышают 1 м³/сутки, коэффициенты фильтрации не превышают 0,012 м/сутки. Подзона интенсивной фильтрации в пределах третьего района имеет очень малую мощность, а местами она совсем отсутствует. Мощность подзоны замедленной фильтрации нередко занимает всю мощность водоносного горизонта. Колебания уровня трещинно-карстовых вод в третьем районе происходят в основном под влиянием инфильтрации атмосферных осадков. Амплитуда

колебаний уровня воды достигает 20 м и более. Величина минерализации подземных вод 0,5—0,55 г/л. Воды гидрокарбонатно-кальциево-магнєвые и гидрокарбонатно-магнєво-кальциевые.

Проведенное районирование рассматриваемой территории иллюстрирует тесную связь литологических, тектонических и геоморфологических факторов с процессами карстообразования, условиями движения подземных вод и формирования их химического состава.

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗА ВОДОПРИТОКОВ В СИСТЕМУ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ ВОДОЗАБОРОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДОВ БАЛАНСОВОГО, ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО И АНАЛОГИИ

Прогнозирование водопритоков в шахты и рудники, а также оценку производительности водозаборов необходимо производить такими методами, которые в наибольшей мере позволяют учесть природные особенности, а также опыт эксплуатации месторождений и водозаборов подземных вод в рассматриваемых или аналогичных условиях. В практике наиболее часто применяется балансовый метод, широко освещенный в литературе.

Применение балансового метода оказывается наиболее приемлемым в условиях, когда изучаемые водоносные горизонты имеют локальный характер (виды I_{36} и II_{36}).

В случаях, когда водоносные горизонты вытянуты в одном направлении (виды I_{26} или II_{26}), балансовый метод может оказаться приемлемым для весьма приближенных оценок. Для условий с широким развитием водоносных пород (виды I_{16} , II_{16}) балансовый метод малоперспективен.

Гидродинамические методы прогнозов в условиях развития трещинно-карстовых пород применяются редко. Они позволяют осуществлять расчет производительности водозаборов и водопритоков в горные выработки, а также развития депрессии или по аналитическим зависимостям, полученным для ряда типовых расчетных схем, отвечающих определенным граничным условиям, или же методами моделирования. Гидродинамический метод может найти применение для условий, когда фильтрационные свойства водоносных пород изменяются в нешироких пределах, при этом гидродинамические расчеты производятся по осредненным гидрогеологическим параметрам. Вопросы осреднения параметров довольно сложны и в настоящее время еще недостаточно разработаны. Исследованиями Б. В. Боровского (1969) установлено, что возможность осреднения параметров неоднородных пластов во многом зависит от типа граничных условий, что усреднение вполне допустимо в пла-

стах с непроницаемыми и слабо проницаемыми границами; в пластах с контурами постоянного напора оно может привести к недопустимым ошибкам.

Большое значение для рассматриваемых условий имеют методы гидравлический и аналогии. Под гидравлическим методом расчета водопритокков в горные выработки обычно понимается эмпирический метод, основанный на экстраполяции данных опыта. Применение гидравлического метода целесообразно в весьма сложных гидрогеологических условиях, когда использование гидродинамических методов сопряжено с нерациональными затратами на полиоценные гидрогеологические исследования. Метод гидрогеологических аналогий близок к гидравлическому методу, но характеризуется тем, что результаты, полученные на одном участке путем соответствующего пересчета, переносятся на другой участок, характеризующийся в той или иной мере аналогичными гидрогеологическими условиями. В основу этих методов может быть положено некоторое теоретическое обоснование, если расчеты на базе опытных данных осуществлять с использованием формул, учитывающих общую схему потока, а гидрогеологические параметры принять как обобщенные коэффициенты. Такой подход был применен нами в целях прогноза общих водопритокков в горные выработки в условиях наклонного залегания трещиноватых пород с иллюстрацией разработанных положений на примерах отдельных шахт Донбасса. Исходные теоретические зависимости, положенные в основу рекомендуемой методики, даны в работе В. Д. Бабушкина и др. (1969). Упрощенные гидравлические зависимости получены для одного и системы наклонных водоносных пластов.

А. Один водоносный пласт. Предлагаемая ниже методика применима в условиях, когда водопритокки в горные выработки — неустановившиеся. Учитывая особенности формирования водопритокков в выработки рудников, можно полагать, что этот процесс в большинстве случаев является нестационарным. Исключения имеют место тогда, когда горные выработки располагаются вблизи поверхностных водотоков, гидравлически связанных с дренируемыми водоносными пластами. В таких случаях расчеты должны базироваться на известных формулах установившегося движения для выработок, расположенных вблизи реки.

Схема полуограниченного пласта, т. е. водоносный пласт, неограниченный в направлении его падения. Эта схема имеет силу в условиях, когда система горных выработок, заменяемая большим колодцем, удалена от нижней границы водоносного пласта (зона затухания активной трещиноватости) на расстояние, в 10—15 раз превышающее радиус большого колодца. Схема неограниченного по падению пласта обычно имеет место в случаях, когда активная трещиноватость развита на большую глубину (сотни метров), а водоносные пласты характеризуются пологим падением или же когда выработки приурочены к крыльям широких и пологих мульд. В основу расчетов положим несколько упрощенную формулу, полу-

ченную из зависимости, которая дана в работе В. Д. Бабушкина и др. (1969)

$$Q = \frac{\pi k m S_0}{\ln \frac{T \varepsilon \cdot \sin \alpha}{1,7 \sqrt{\rho C}}}, \quad (\text{VI}, 1)$$

где m — нормальная мощность водоносного пласта; S_0 — понижение уровня воды в большом колодце (рис. 21, а); C — расстояние по направлению падения пласта от центра большого колодца до статического уровня; если выработки практически осушены, то

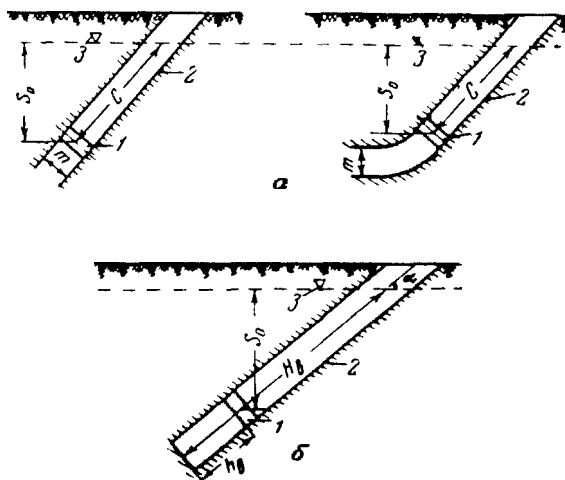


Рис. 21. Схемы наклонных водоносных пластов
а — значительно развитых по падению пород; б — ограниченной протяженности водоносных пород; 1 — выработка; 2 — водонепроницаемые породы; 3 — статический уровень

$$C = \frac{S_0}{\sin \alpha},$$

где α — угол наклона водоносного пласта; $\varepsilon = \frac{k}{\mu}$ — размерный коэффициент; k — коэффициент фильтрации водоносного пласта; μ — водоотдача пород; T — время, исчисляемое от начала поступления воды в выработку; ρ — радиус большого колодца.

Формула (VI, 1) действительна через некоторое время после начала разработок, т. е. $T \gg \frac{10\rho}{\varepsilon}$ и $\rho \leq 0,15 C$.

При оценке водопритоков в рудники одним из особо неясных и трудно определяемых параметров является приведенный радиус системы горных выработок, т. е. радиус большого колодца. Объясняется это тем, что только часть горных выработок шахтного поля принимает воду, причем основная доля водопритока поступает в горные выработки, расположенные в зоне относительно свежего

обрушения горных пород. Принимая во внимание, что производительность рудников на месторождениях полезных ископаемых находится в тесной зависимости от приведенного радиуса большого колодца (имеется в виду приведенный радиус горных выработок, принимающих основную воду), выразим его через производительность рудника в тоннах в сутки. Кроме того, заменим одним коэффициентом D множитель πkm , стоящий перед величиной среднего понижения уровня воды в руднике S_0 .

Если ввести в расчет производительность рудника P , т. е.

$$P = \frac{\pi \rho^2 m_n \gamma}{\Delta T}, \quad (\text{VI, 2})$$

то

$$\rho = \sqrt{\frac{P \Delta T}{\pi m_n \gamma}},$$

где P — производительность рудника, т/сутки; m_n — мощность пласта руды, м; γ — объемный вес руды, т/м³; ΔT — промежуток времени, в течение которого отрабатывается участок, обеспечивающий производительность P , сутки.

Подставляя значение ρ в формулу (VI, 1) и обозначив

$$\beta = \frac{\xi}{1,7 \sqrt[4]{\frac{\Delta T}{\pi m_n \gamma}}} \text{ и } D = \pi km, \quad (\text{VI, 3})$$

получим

$$Q = \frac{DS_0}{\ln \frac{\beta T \sin \alpha}{\sqrt[4]{PC^2}}}. \quad (\text{VI, 4})$$

Применять формулу (VI, 4) целесообразно при условии, если добыча осуществляется на одном участке или на нескольких участках рудника, расположенных настолько близко друг от друга, что условия притока воды к ним можно рассматривать, как приток к одному большому колодцу.

Для определения входящих в формулу (VI, 4) параметров β и D необходимо иметь данные о водопритоках в рудник по крайней мере на два момента времени T' и T'' с производительностью рудника P' и P'' и водопритоками Q' и Q'' . Тогда, пользуясь формулой (VI, 4), составляем систему из двух уравнений, решение которых позволяет определить неизвестные β и D , т. е.

$$\ln \beta = \frac{\ln \frac{T' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P' C^2}} - \ln \frac{T'' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P'' C^2}}}{\frac{Q''}{Q'} - 1}, \quad (\text{VI, 5})$$

$$D = \frac{Q'}{S_0} \ln \frac{\beta T' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P' C^2}} \text{ или } D = \frac{Q''}{S_0} \ln \frac{\beta T'' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P'' C^2}}. \quad (\text{VI, 6})$$

Если разница между Q' и Q'' существенна (более 20%), то величина D может быть вычислена по формуле

$$D = \frac{Q' - Q''}{A}, \quad (\text{VI}, 7)$$

где

$$A = \frac{S_0}{\ln \frac{\beta T' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P' C^2}}} - \frac{S_0}{\ln \frac{\beta T'' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P'' C^2}}}.$$

Формулы (VI, 5) — (VI, 7) получены для случая, когда горные выработки расположены на одной глубине, т. е. для условий, когда понижения уровня воды (S_0) в выработках примерно одинаковы.

Если же водопритоки Q' и Q'' на два момента времени T' и T'' соответствуют различной глубине горных выработок S_0' и S_0'' , то, пользуясь исходной зависимостью (VII, 4), можно составить два уравнения:

$$Q' = \frac{D' S_0'}{\ln \frac{\beta T' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P' (C')^2}}} \quad \text{и} \quad Q'' = \frac{D'' S_0''}{\ln \frac{\beta T'' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P'' (C'')^2}}}. \quad (\text{VI}, 8)$$

Принимая, что D' приближенно равно D'' , можно на основе уравнений (VI, 8) составить соотношение для определения параметра β .

$$\frac{Q' S''}{Q'' S'} = \frac{\ln \left[\frac{\beta T'' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P'' (C'')^2}} \right]}{\ln \left[\frac{\beta T' \sin \alpha}{\sqrt[4]{P' (C')^2}} \right]}. \quad (\text{VI}, 9)$$

Значения параметра D определяются по уравнению (VI, 6).

При условии, если в расчеты вводятся данные по нескольким точкам на кривой водопритокков, то определение неизвестных параметров может быть осуществлено методом наименьших квадратов.

Схема пласта, ограниченного в направлении падения. В случае, когда протяженность горных выработок превышает размеры водоносного пласта в направлении его падения или приближается к ним, в основу расчетов должна быть положена следующая формула (Бабушкин и др., 1969):

$$Q = \frac{k m h_{cp} S_0}{V a_{yn} T \cdot R \left(\frac{l}{2 V a_{yn} T} \right)}, \quad (\text{VI}, 10)$$

где $h_{cp} = \frac{2H_e + h_b}{3}$ — средняя мощность водоносного пласта в направлении его падения при осушении пород (см. рис. 21, б); h_b — расстояние от выработки до нижней границы водоносных пород (по направлению падения) в условиях, когда уровень подзем-

ных вод снижен до кровли выработок, l — половина протяженности горных выработок.

$a_{y_n} = \frac{k h_{cp}}{\mu} \sin \alpha$ — приведенный коэффициент уводнепроводности для наклонного водоносного пласта, R — функция, определяемая по графику Ф. М. Бочевера.

Остальные обозначения охарактеризованы ранее.

Выразим величину l через производительность шахты в следующем виде:

$$l = \frac{P \Delta T}{2 b m_n \gamma}, \quad (\text{VI, 11})$$

где b — средняя ширина участка отработки.

Остальные обозначения охарактеризованы выше.

После подстановки выражения (VI, 11) в формулу (VI, 10), получим

$$Q = \frac{D_0 S_0}{\sqrt{T} R \left(\beta_0 \frac{P}{\sqrt{T}} \right)}, \quad (\text{VI, 12})$$

где

$$\beta_0 = \frac{\Delta T}{4 b m_n \gamma \sqrt{a_{y_n}}} \text{ и } D_0 = \frac{k m h_{cp}}{\sqrt{a_{y_n}}}. \quad (\text{VI, 13})$$

Для определения β_0 и D_0 нужно знать на два момента времени T' и T'' притоки воды в шахту или рудник Q' и Q'' и соответствующие им производительности P' и P'' . Тогда значение определяется путем подбора из следующей зависимости:

$$\frac{Q'}{Q''} = \frac{\sqrt{T''} R \left(\beta_0 \frac{P''}{\sqrt{T''}} \right)}{\sqrt{T'} R \left(\beta_0 \frac{P'}{\sqrt{T'}} \right)}. \quad (\text{VI, 14})$$

Величина D_0 определяется из формулы (VI, 12)

$$\left. \begin{aligned} D_0 &= \frac{Q'}{S_0} \sqrt{T'} R \left(\beta_0 \frac{P'}{\sqrt{T'}} \right) \\ \text{или} \\ D_0 &= \frac{Q''}{S_0} \sqrt{T''} R \left(\beta_0 \frac{P''}{\sqrt{T''}} \right) \end{aligned} \right\} \dots \quad (\text{VI, 15})$$

Если Q' существенно (на 20—30%) отличается от Q'' , то

$$D_0 = \frac{Q' - Q''}{A_0}, \quad (\text{VI, 16})$$

где

$$A_0 = \frac{S_0}{\sqrt{T'} R \left(\beta_0 \frac{P'}{\sqrt{T'}} \right)} - \frac{S_0}{\sqrt{T''} R \left(\beta_0 \frac{P''}{\sqrt{T''}} \right)}. \quad (\text{VI, 17})$$

Формулы (VI, 14) — (VI, 17) соответствуют условиям, когда горные выработки находятся на одном горизонте. Если же на моменты времени T' и T'' отработка велась на разных горизонтах, то при допущении, что значение D_0 остается практически постоянным, значение параметра β_0 можно определить путем подбора по зависимости

$$\frac{Q'}{Q''} = \frac{S'_{0'} \sqrt{T''} R \left(\beta_0 \frac{P''}{\sqrt{T''}} \right)}{S'_{0''} \sqrt{T'} R \left(\beta_0 \frac{P'}{\sqrt{T'}} \right)}. \quad (\text{VI, 18})$$

Формулами (VI, 4) — (VI, 18) целесообразно пользоваться при условии, что разработка месторождения производится на одном или нескольких участках, расположенных настолько близко друг от друга, что условия притока воды к ним можно схематизировать как один большой колодец.

Б. Система водоносных пластов. В зависимости от особенностей развития процессов обрушения и развития трещин в породах над горными выработками приток воды из каждого водоносного пласта, участвующего в обводнении выработок, можно схематизировать как водоприток к большому колодцу или горизонтальной дрене, расположенной на определенной глубине под статическим уровнем воды в каждом водоносном пласте. Зная углы сдвижения пород по падению и восстанию пластов, можно по гидрогеологическому разрезу определить местоположение и размеры условной дрены или большого колодца в каждом водоносном слое.

В данных условиях обводнение горных выработок осуществляется серией водоносных пластов, в которых условные дреины располагаются на разных отметках и понижение уровня воды в каждой дрене различно. Ниже приводятся формулы общего притока воды в рудники в шахты для отдельных схем фильтрации.

Протяженность проницаемой зоны по падению пород имеет ограниченные размеры, которые равны или меньше длины горных выработок по простиранию пород.

$$Q = \sum_{i=1}^{l=n} \frac{k_i m_i h_{cp_i} S_{0_i}}{\sqrt{a_{y_i} T} R \left(\frac{l_i}{2 \sqrt{a_{y_i} T}} \right)} = \frac{N'}{\sqrt{a_{ycp}} \sqrt{T} R \left(\frac{l_{cp}}{2 \sqrt{a_{ycp} T}} \right)} = \frac{N}{\sqrt{T} R \left(\beta_{0cp} \frac{P}{\sqrt{T}} \right)}, \quad (\text{VI, 19})$$

где h_{cp} — средняя мощность водоносных пород по каждому пласту в процессе его осушения, м; a_{y_i} — коэффициент уровнеспроводности для каждого водоносного пласта, м²/сутки; a_{ycp} — средний коэффициент уровнеспроводности водоносных пластов, м²/сутки; l_i — половина длины дрены в каждом водоносном пласте, м; l_{cp} — половина

средней длины дрен в водоносных пластах, обводняющих горные выработки, м; β_{0cp} — средний коэффициент водоносных пластов, обводняющих рудник;

$$N' = k_1 m_1 h_{cp_1} s_{0_1} + k_2 m_2 h_{cp_2} s_{0_2} + \dots + k_n m_n h_{cp_n} s_{0_n}, \quad (VI, 20)$$

$$N = \frac{N'}{\sqrt{a_{y_{cp}}}}, \quad (VI, 21)$$

$$\beta_{0cp} = \frac{\Delta T}{4bm_n \sqrt{a_{y_{cp}}}}, \quad (VI, 22)$$

В данных условиях исходной расчетной зависимостью является (VI, 19), в которой неизвестные N и β_{0cp} определяются по данным наблюдений за водопритоками в шахту на моменты T' и T'' .

Изложенная методика не учитывает сезонного изменения водопритоков. Учет этого фактора может осуществляться по данным режимных наблюдений при эксплуатации месторождения. Для этой цели следует пользоваться методами корреляции.

Пологие пласты. При сравнительно малых углах падения водоносных пластов горные выработки могут быть удалены от области выходов пластов на такое расстояние, при котором осушение водоносных пород начинается еще до того, как влияние водоотлива практически достигнет свободной поверхности водоносного пласта. Примерное время, когда влияние водоотбора ощутимо скажется на свободной поверхности водоносного горизонта у выхода пород на поверхность, может быть определено по зависимости

$$t_b > \frac{0,5C^2}{a},$$

где a — коэффициент пьезопроводности водоносного пласта, C — расстояние центра выработки от статического уровня по пласту. Причем, если $T \leq t_b$, то прогнозы водопритоков в горные выработки должны осуществляться по формулам для неограниченного водоносного пласта, т. е. в основу расчетов следует положить известную формулу

$$Q = \frac{4\pi km S_0^2}{\ln \frac{2,25 a_y T}{r^2}}, \quad (VI, 23)$$

где a_y — коэффициент урвнеспроводности пласта.

В условиях, когда водоносный пласт является напорным, процесс его осушения характеризуется напорно-безнапорной фильтрацией. В таких случаях величина коэффициента урвнеспроводности (a_y) приобретает значения, промежуточные между коэффициентом урвнеспроводности и пьезопроводности, но величина эта ближе к коэффициенту урвнеспроводности.

Выразив ρ через производительность шахты по зависимости (VII, 2) и обозначив $4\pi km$ через D_r , получим

$$Q = \frac{D_r S_0}{\ln\left(\beta_r \frac{T}{P}\right)}, \quad (\text{VI, 24})$$

где

$$\beta_r = \frac{2,25 \pi a_y m_{II}}{\Delta T}; \quad D_r = 4 \pi k m. \quad (\text{VI, 25})$$

Параметры β_r и D_r могут быть определены из зависимости (VI, 24) для двух моментов времени T' и T'' по аналогии с описанным выше.

Примеры расчетов

Приведенные выше зависимости использовались для прогнозирования общего водопритока в действующие шахты Донбасса. Результаты расчетов по двум из них изложены ниже.

Геологические разрезы этих шахтных полей представлены чередующимися пластами сланцев, песчаников, известняков и углей каменноугольного возраста. Породы карбона залегают моноклиально с углами падения 12° на поле шахты А, 14° на поле шахты Б.

Подземные воды в разрезе карбона приурочены к пластам песчаников и известняков. На полях шахт А и Б в местах выходов водоносных пластов карбона под горизонтально залегающие пески неогена осуществляется гидравлическая взаимосвязь подземных вод карбона с водами песков неогена.

Шахта А отрабатывает один угольный пласт, а шахта Б — два сближенных пласта. Эксплуатация шахты А начата в 1949 г., шахты Б — в 1951 г.

Исходя из гидрогеологических условий и глубин ведения горных работ, при определении обобщенных гидрогеологических параметров и прогнозировании общих водопритоков на последующие годы по рассматриваемым шахтам были приняты различные допущения, которые охарактеризованы ниже. Общими для обеих шахт принято два положения — отсчет времени ведется от начала эксплуатации каждой шахты и второе — при отработке как одного, так и двух близко расположенных пластов угля образуется единая зона обрушения и активной трещиноватости.

Результаты определения обобщенных гидрогеологических параметров и прогнозных расчетов приводятся раздельно по каждой шахте.

Шахта А

Поскольку режим притока воды в шахту носит явно неустойчивый характер (рис. 22), а очистные выработки находятся на сравнительно небольшой глубине (до 200 м, т. е. достаточно далеко от нижней границы затухания трещиноватости), определение обобщенных гидрогеологических параметров производится с учетом понижений уровня по формулам (VI, 8) и (VI, 9) для неограниченного по падению водоносного пласта.

Для того чтобы избежать случайных ошибок за счет некоторого колебания притоков, вызванных как неравномерностью горных работ, так и неоднородностью гидрогеологических условий, определение параметров производилось по сглаженным кривым среднегодовых водопритоков и производительности шахт.

Взяв в качестве исходных данных величины водопритоков за 1954 и 1955 гг., определенные по этим кривым, и подставив их в соотношение (VI, 9) и формулы (VI, 8), получим (при $\sin \alpha = 0,208$) $\beta = 0,33$ и $D = 4,8 \text{ м}^2/\text{сутки}$.

Зная величины обобщенных параметров, по фактическим значениям производительности шахты и понижениям уровня воды с помощью формулы (VII, 4) определяем расчетные значения общего притока на последующие годы. Результаты этих определений представлены в виде графика на рис. 22. Сопоставление кривых фактических и расчетных водопритоков показывает, что расчетная кривая не очень существенно отличается от фактической.

Шахта Б

Для расчетов по шахте Б также использовались сглаженные кривые фактических водопритоков, понижений уровня и производительности шахты. Расчеты выполнены по тем же формулам (VI, 8 и VI, 9). Обобщенные гидрогеологические параметры определены по данным 1958 и 1959 гг. Величина $\beta=0,485$, а D уменьшается с глубиной, что было учтено в расчетах на последующие годы. При этом оказалось, что расчетные притоки в 1965—1967 гг. оказались меньше фактических. Для уточнения притоков на эти годы произведено повторное определение

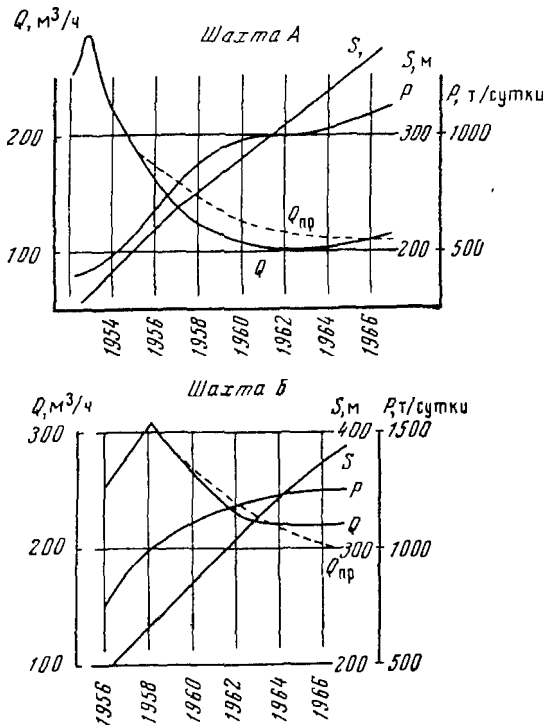


Рис. 22. Графики фактических и прогнозных водопритоков в шахты

P — производительность шахты; S — понижения уровня воды; Q — фактический водоприток в шахту, $Q_{\text{пр}}$ — прогнозный водоприток в шахту

параметров по более длительному периоду (1958—1962 гг.). Значения параметров здесь несколько уменьшились $\beta=0,41$, $D=11,5 \text{ м}^2/\text{сутки}$. Результаты расчетов представлены в виде графиков на рис. 22.

Сопоставление фактических расчетных водопритоков в шахты в рассмотренных примерах позволяет отметить следующее.

Достаточно хорошая сходимость фактических водопритоков в шахты с расчетными свидетельствует об обоснованности выбранных расчетных схем. Кроме того, можно также считать, что примененные для расчетов формулы в общем отражают природные процессы дренажа обводненных пород горными выработками шахт во времени.

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ОБЩИХ ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ И ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЬ ВОДОЗАБОРОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДИКИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ

Разработка методики моделирования гидрогеологических условий трещинно-карстовых массивов горных пород сопряжена с определенными трудностями, обусловленными: а) значительной изменчивостью фильтрационных свойств пород как в плане, так и в разрезе; б) неравномерностью питания подземных вод по площади и во времени как в течение года, так и в многолетнем разрезе; в) возможностью нарушения линейного закона фильтрации на отдельных участках потока, а также нарушения сплошности потока подземных вод в процессе интенсивного водоотбора и т. д.

Особенности моделирования движения подземных вод в карстовом массиве рассматриваются нами в условиях, когда поток может быть охарактеризован в виде гидравлически единого целого.

Длительные наблюдения за режимом подземных вод в условиях интенсивного водоотбора из горных выработок и дренажных узлов на СУБР показали, что при стабильном положении горных выработок, т. е. при достаточно длительном отборе воды из одной крупной водообильной зоны, зависимость понижения уровня воды в наблюдательных скважинах от суммарного водопритока в горные выработки приближается к линейной. В условиях, когда в процессе развития горных работ выработки встречают новые достаточно крупные тектонические и закарстованные зоны, с которыми связаны значительный рост общих водопритоков в выработки, то увеличение дебита водоотлива из них далеко не всегда и не во всех наблюдательных скважинах приводит к пропорциональному понижению уровня воды. С одной стороны такое явление может быть вызвано формированием неустановившегося движения подземных вод в результате резкого роста водоотбора из горных выработок. Но если отсутствие линейной зависимости между дебитом и понижением уровня воды в наблюдательных скважинах сохраняется в течение достаточно длительного времени, т. е. когда в области наблюдения поток приобретает квазистационарный характер, то такое явление может оказаться следствием других особенностей фильтрации в карстовых массивах.

Следует отметить, что в рассматриваемых условиях структура потока весьма сложная. Циркуляция подземных вод в массиве закарстованных пород происходит по сложной системе трещин, каналов и полостей, в той или иной степени сообщающихся между собой. В верхней части разреза, т. е. в зоне активной трещиноватости и закарстованности массива в целом существует хорошая гидравлическая связь между отдельными водоносными трещинами и кар-

стовыми полостями. Однако с углублением горных работ и снижением свободной поверхности потока проницаемость пород основной части массива существенно уменьшается, вследствие чего гидравлическое единство потока становится затруднительным и обеспечивается только за счет непосредственного сообщения между собой лишь единичных высокопроницаемых каналов. В таких условиях дискретность потока подземных вод резко возрастает в сравнении с условиями в верхней части массива и структура потока по мере углубления работ и воронки депрессии может претерпеть существенные изменения. Вследствие этого встреча нового карстового канала горными выработками и рост общих водопритоков в них может слабо (непропорционально) сказаться на увеличении понижения уровня воды в отдельных наблюдательных скважинах за счет существенного изменения длины отрезка канала, обеспечивающего гидравлическую связь между горной выработкой и наблюдательной скважиной. Это положение можно проиллюстрировать рис. 23, из которого следует, что при первом положении горной выработки в точке А с водопритоком в нее Q , разность напоров между наблюдательной скважиной (точка N) и выработкой (ΔS_1) определяется потерей напора на отрезке потока (NA). Развитие горных работ до точки B и встреча нового карстового канала приведет к тому, что водоприток в выработки в точке B составит Q_2' , а в точке A уменьшится до Q_1' в результате взаимодействия выработок, но суммарный водоприток в выработки A и B составит $Q_1' + Q_2' > Q_1$, а разность напоров между наблюдательной скв. 1 и выработкой A составит $\Delta S_1' > \Delta S_1$. В обычных условиях для стационарного или квазистационарного потока при условии, когда расстояние между выработками A и B мало в сравнении с их удалением от наблюдательной скважины,

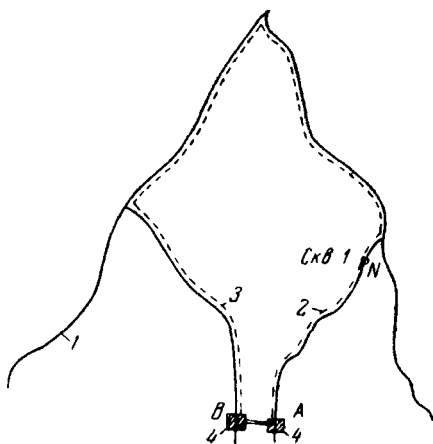


Рис. 23. Схема путей гидравлической связи участков расположения горных выработок A и B с наблюдательной скв. 1 в точке N

1 — карстовые каналы; 2 — отрезок прямой гидравлической связи горной выработки в точке A с наблюдательной скважиной в точке N ; 3 — отрезок гидравлической связи горной выработки B с наблюдательной скважиной в точке N ; 4 — горная выработка

$$\frac{Q_1' + Q_2'}{Q_1} \approx \frac{\Delta S_1'}{\Delta S_1},$$

т. е. разности напоров на рассматриваемом отрезке потока должны быть примерно пропорциональны суммарному отбору воды из гор-

ных выработок. При условиях, изображаемых на рис. 23, будем иметь

$$\frac{Q'_1 + Q'_2}{Q_1} > \frac{S'_1}{S_1},$$

так как путь фильтрации $BCDEN$ несоизмеримо больше в сравнении с отрезками потока AN и разность напоров $\Delta S'_1$ меньше, чем это должно быть в обычных условиях.

На основании изложенного можно заключить, что результаты моделирования и прогнозы, осуществленные по данным изучения карстового массива в естественных условиях, в целях прогноза общих водопритоков в горные выработки на конец отработки месторождения, имеют относительное значение, так как по мере развития горных работ и водопонижения структура потока может претерпеть те или иные изменения.

Следует заметить, что направление погрешности в оценке водопритоков в горные выработки за счет рассматриваемых особенностей имеет двоякий характер, т. е. прогноз общих водопритоков в выработки может оказаться заниженным в связи с тем, что на первых этапах изучения карстового массива могут быть пропущены крупные тектонические и карстовые зоны, которые впоследствии будут встречены горными выработками. И наоборот, прогноз общих водопритоков в выработки может оказаться в какой-то мере завышенным, если допустить, что основные зоны высокой проницаемости пород были освещены в процессе разведки месторождения, а снижение уровня воды в выработках велико. Таким образом, следует считать, что сколько-нибудь обоснованный прогноз водопритоков в горные выработки может быть дан лишь на участке первоочередной отработки месторождения по данным надлежащим образом выполненным здесь гидрогеологических работ. Уточнения должны осуществляться в процессе ведения разработок по данным хорошо поставленных наблюдений за режимом подземных вод.

При оценке производительности водозабора подземных вод и прогнозе развития депрессии вокруг него с применением моделирования задача облегчается тем, что участок намечаемого водозабора подвергается детальному изучению. В таких условиях определение производительности будущего водозабора и развития депрессии вокруг него путем моделирования гидрогеологической обстановки может дать более или менее приемлемые результаты. Но и при этом организация подлежащих режимных наблюдений в процессе эксплуатации водозабора имеет большое значение, так как при этом необходимое уточнение прогнозов может быть осуществлено по данным гидрогеологических наблюдений в процессе строительства и первого периода эксплуатации водозабора подземных вод.

Специальный анализ показал, что при моделировании гидрогеологических условий в карстовых массивах существенное значение имеют вопросы формирования грунтового потока и в первую очередь учет питания подземных вод. Поэтому предварительно оста-

новимся на особенностях формирования поверхности естественного потока грунтовых вод под влиянием инфильтрации атмосферных осадков и дренирования массивов горных пород. В естественных условиях формирование поверхности грунтовых вод зависит от ряда факторов, из которых основными являются — инфильтрация атмосферных осадков, питание или дренирование массива речной сетью и различие фильтрационных свойств пород по площади. Общий характер поверхности грунтовых вод является функцией среднеемноголетнего их питания и дренажа, причем в многоводные годы эта поверхность даже в межливневое время располагается выше средней, а в маловодные — ниже, т. е. поверхность грунтового потока подвержена колебаниям не только в течение года, но и в многолетнем разрезе. Величина этих колебаний относительно средней поверхности грунтовых вод зависит от степени неравномерности их питания как в течение года, так и в многолетнем разрезе.

Определение средней поверхности грунтовых вод возможно при наличии многолетних наблюдений за режимом подземных вод в естественных условиях. В большинстве случаев, мы такими данными не располагаем, в особенности на стадии разведки. Поэтому важно иметь представление о знаке и порядке величины погрешности, допускаемой нами при использовании для моделирования результатов наблюдений данного года или нескольких лет подряд. Суждение об этой погрешности в пределах рассматриваемой территории может быть получено в зависимости от величины отношения средней разности уровней грунтовых вод данного года и года средней водности (Δh_{cp}) к разности отметок поверхности грунтовых вод на водоразделах и в долинах водотоков (ΔH). Если величина $\frac{\Delta h_{cp}}{\Delta H}$ мала, то и погрешность, вызванная заменой некоторой средней поверхности грунтовых вод данной, будет небольшой. Для года малой водности Δh_{cp} является величиной отрицательной и погрешность также отрицательная, т. е. прогнозные общие водопритоки, полученные по данным года малой водности, будут несколько занижены по сравнению со средними. Для года повышенной водности прогнозные общие водопритоки в горные выработки будут выше средних. Разности отметок между уровнями грунтовых вод на водоразделах и в долинах водотоков зависят от двух основных параметров: 1) отношения величины инфильтрации атмосферных осадков к коэффициенту фильтрации водоносных пород $\left(\frac{W}{k}\right)$ и 2) расстояния от водотока до водораздела грунтовых вод.

Из уравнения линейного грунтового потока с инфильтрацией атмосферных осадков следует, что, например, при малой мощности водоносного слоя в долине по сравнению с водоразделом, разность уровней между водоразделом и водотоком (Δh) определяется зависимостью.

$$\Delta h = \sqrt{\frac{W}{k}} Z. \quad (\text{VII}, 1)$$

Из этого выражения следует, что при величине инфильтрации атмосферных осадков 200 мм/год, среднем коэффициенте фильтрации водоносных пород карстового массива 10 м/сутки и изменении ширины потока (L) от 2 до 10 км превышение уровня грунтовых вод на водоразделе по отношению к долине (Δh) изменится от 15 до 75 м. При этом следует заметить, что изменение меженных уровней воды в многоводные годы по сравнению со средними обычно не столь уже велико. Например, если допустить, что для приведенного выше примера инфильтрация атмосферных осадков повышается на 50 % и в течение года поток приобретает квазистационарный характер, то разность уровней Δh увеличится примерно на 20 %, причем, как следует из уравнения (VII, 1), относительная величина этой разницы $\left(\frac{\Delta h}{L}\right)$ не зависит от размеров бассейна.

Годовые колебания уровня воды в карстовых бассейнах могут достигать больших величин (до нескольких десятков метров), т. е. эти колебания для сравнительно малых бассейнов могут оказаться соизмеримыми с величиной Δh . К тому же в период интенсивного питания грунтовых вод поверхность потока существенно изменяется под влиянием неравномерности инфильтрации атмосферных осадков по площади и проявления при этом ярко выраженного неустановившегося режима уровней грунтовых вод.

Важно иметь в виду, что при моделировании гидрогеологических условий в процессе решения обратных задач с целью определения параметров водоносной толщи исследования необходимо проводить в два этапа. На первом этапе задача решается в условиях практически установившегося или квазистационарного режима уровней подземных вод. При этом на основе изучения геологической обстановки и выявленных гидрогеологических особенностей потока задаются его граничные условия. В такой постановке решение обратной задачи сводится к определению лишь одного неизвестного — водопроводимости пород массива. Для моделирования в естественных условиях используется карта гидроизогипс на меженный период. В процессе эксплуатации может быть использована карта гидроизогипс на меженное время, но в пределах области, где поток характеризуется квазистационарным режимом уровней, т. е. когда различия в скоростях изменения уровня воды на рассматриваемой площади относительно невелики.

На втором этапе моделирования обратная задача решается в условиях ярко выраженного неустановившегося режима подземных вод под влиянием более или менее мощного отбора воды в процессе групповой откачки, работы опытно-производственной водопонижительной установки или достаточно крупного водотлива из горных выработок. В данных условиях неизвестной является водоотдача трещинно-карстовых пород, так как водопроводимость пород массива определена ранее, на первом этапе моделирования.

При моделировании гидрогеологических условий на первом этапе учет питания подземных вод в большинстве случаев является

обязательным. Исключением могут явиться условия, когда в достаточно крупном карстовом массиве выделяется относительно небольшой участок потока с таким расходом, что приращение его за счет инфильтрации атмосферных осадков на выделенном участке сравнительно невелико и им можно пренебречь. В условиях, когда исследования охватывают весь карстовый массив в пределах его границ, учет питания подземных вод на его площади является обязательным, так как иначе невозможно обоснованно воспроизвести на модели поверхность рассматриваемого потока, и в частности водоразделы грунтовых вод. Более того, если со стороны границ карстового массива поступает сколько-нибудь значительное питание, то

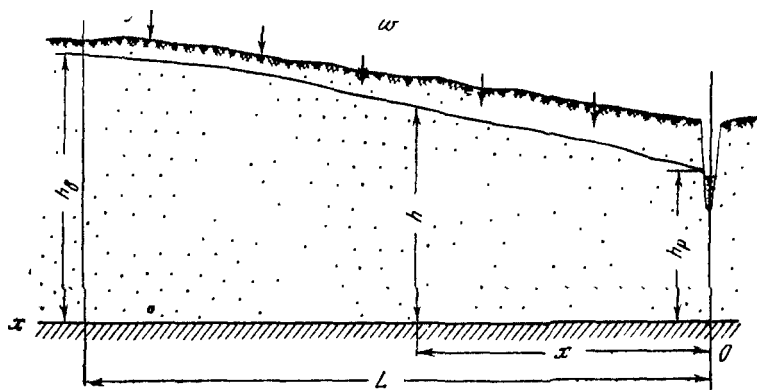


Рис. 24. Схема линейного потока грунтовых вод на участке между рекой и водоразделом при наличии инфильтрации атмосферных осадков

оно также должно быть учтено при моделировании. В случаях, когда исследования проводятся на части карстового массива на междуречье вблизи водораздела, учет питания подземных вод также является обязательным. Иначе при моделировании невозможно воспроизвести водоразделы на поверхности грунтовых вод и общую картину фильтрации, т. е. могут быть допущены грубые ошибки в воспроизводстве на модели даже направления потока подземных вод. Попытка, как это нередко делается, определить приведенные величины водопроводимости пород путем решения обратной задачи без учета инфильтрации атмосферных осадков в рассматриваемых условиях может привести к серьезным ошибкам в определении гидрогеологических параметров. Это легко показать на следующем простом примере.

Рассмотрим линейный установившийся поток со свободной поверхностью на участке между ее водоразделом и рекой при наличии равномерной инфильтрации атмосферных осадков (рис. 24).

Уравнение свободной поверхности такого потока

$$h^2 = h_{cp}^2 - \frac{W}{k} [L^2 - (L - x)^2], \quad (\text{VII}, 2)$$

а единичный расход потока в заданном его сечении равен

$$q = (L - x) W, \quad (\text{VII}, 3)$$

где L — протяженность потока на участке между рекой и водоразделом поверхности грунтовых вод, м; x — расстояние от реки до любого сечения потока, м; h — мощность потока грунтовых вод в сечении x , м; k — коэффициент фильтрации водоносных пород, м/сутки; W — инфильтрация атмосферных осадков на единицу длины потока.

Из уравнения (VII, 3) видно, что расход потока заметно растет по направлению движения. Если при решении обратной задачи пренебречь инфильтрацией атмосферных осадков, т. е. допустить, что вдоль потока расход его останется постоянным ($q = \text{const}$), то расчетная проводимость пород (kh) в любом сечении потока можно определить по формуле

$$kh = \frac{q}{i}, \quad (\text{VII}, 4)$$

где i — градиент напоров потока в данном сечении, определенный по карте гидроизогипс.

Для рассматриваемой схемы фильтрации градиент напоров потока в сечении x выражается зависимостью

$$i = \frac{W(L - x)}{kh}. \quad (\text{VII}, 5)$$

При $x = L$ $i = 0$, а при $x = 0$ $i = \frac{WL}{kh_p}$. Отсюда следует, что при решении обратной задачи без учета инфильтрации, т. е. используя лишь зависимость (VII, 4), когда принимается $q = \text{const}$, расчетная величина kh будет меняться от ∞ до некоторой величины $\frac{kh_p}{WL}$. Между тем по условию $k = \text{const}$ и действительное изменение значения kh весьма ограничено, так как обусловлено лишь изменением мощности потока грунтовых вод.

Характер свободной поверхности потока в значительной степени определяется периодичностью питания грунтовых вод атмосферными осадками. В какой мере это может отразиться на результатах определения гидрогеологических параметров при решении обратных задач, видно из следующих решений.

Допустим, что в полуограниченном потоке у реки, сформировавшемся под влиянием инфильтрации атмосферных осадков, начиная с какого то момента, принимаемого в качестве начального ($t = 0$), инфильтрация атмосферных осадков прекратилась. Проанализируем, как это скажется на свободной поверхности грунтовых вод, и оценим возможные погрешности при решении обратной задачи

с допущением, что расход потока является неизменным в любом его сечении.

Для решения поставленной задачи воспользуемся дифференциальным уравнением Буссинеска для линейного потока.

$$k \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \mu \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (\text{VII}, 6)$$

где h — мощность потока грунтовых вод; x — расстояние любого сечения потока от реки; t — время; k — коэффициент фильтрации пород; μ — коэффициент водоотдачи пласта.

Уравнение (VII, 6) нелинейное. После его линеаризации известным методом получим уравнение Фурье

$$a_y \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (\text{VII}, 7)$$

где $a_y = \frac{k h_{\text{ср}}}{\mu}$ — коэффициент уровнепроводности пласта; $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность потока на рассматриваемом участке; t — время; $U = h^2$.

Поток, как уже отмечалось, ограничен в нижнем сечении рекой, на которой напор (h_p) остается постоянным, т. е. при $x=0$

$$U = U_p = h_p^2 = \text{const}, \quad (\text{VII}, 8)$$

Так как поток полуограниченный, то начальные условия зададим исходя из следующих соображений. В полуограниченном потоке инфильтрация атмосферных осадков не может быть постоянной величиной вдоль потока, иначе расход у реки будет равен ∞ . Поэтому допустим, что инфильтрация постоянна и равна W_0 лишь на некотором участке длиной L , а при удалении от реки на расстояние больше L , т. е. при $x > L$ инфильтрация убывает по закону

$$W = W_0 e^{-\left(\frac{x}{L} - 1\right)}. \quad (\text{VII}, 9)$$

Это означает, что величина инфильтрации довольно быстро уменьшается с удалением от реки на расстоянии $x > L$, т. е. за пределами зоны равномерной инфильтрации. При $x > L$ закон изменения расхода потока выражается

$$q = W_0 \int_x^{\infty} e^{-\left(\frac{x}{L} - 1\right)} dx = W_0 L e^{-\left(\frac{x}{L} - 1\right)}. \quad (\text{VII}, 10)$$

Из выражения (VII, 10) следует, что при $x=L$ $q_L = W_0 L$. Уравнение свободной поверхности части потока в зоне $x > L$ может быть получено путем интегрирования выражения для расхода потока

$$q = kh \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (\text{VII}, 11)$$

Подставив в формулу (VII, 11) значение q из формулы (VII, 10), после деления переменных получим

$$hdh = \frac{W_0}{k} L e^{-\left(\frac{x}{L}-1\right)}. \quad (\text{VII}, 12)$$

Интегрируя левую часть уравнения (VII, 12) в пределах от h_L до h и правую — от L до x , получим

$$h^2 = 2 \frac{W_0}{k} L^2 \left(1 - e^{-\left(\frac{x}{L}-1\right)}\right) + h_L, \quad (\text{VII}, 13)$$

где h_L — мощность потока на расстоянии L от реки.

Для части потока в зоне $x > L$ уравнение (VII, 13) служит начальным условием.

При $0 \leq x \leq L$, т. е. на участке с одинаковой инфильтрацией атмосферных осадков, выражение расхода потока имеет вид

$$q = W_0 L + W_0 (L - x) = W_0 (2L - x). \quad (\text{VII}, 14)$$

На этой части потока уравнение свободной поверхности выражается

$$U = h^2 = 2 \frac{W_0}{k} x \left(2L - \frac{x}{2}\right) + h_p^2. \quad (\text{VII}, 15)$$

Выражение (VII, 15) служит начальным условием на данной части потока.

Дифференциальное уравнение (VII, 7) для рассматриваемого полуограниченного потока с граничным условием (VII, 8) имеет известное общее решение (Лыков, 1967) в виде

$$U = C_1 \operatorname{erf} \lambda + U_p, \quad (\text{VII}, 16)$$

или

$$h^2 = C_1 \operatorname{erf} \lambda + h_p^2, \quad (\text{VII}, 17)$$

где $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{a_y t}}$, C_1 — постоянная интегрирования.

Величину C_1 для каждой части рассматриваемого потока можно определить из приведенных выше начальных условий, учитывая при этом, что при $t=0$ $\lambda=\infty$ и $\operatorname{erf} \lambda=1$.

Для правой части потока $0 \leq x \leq L$ из выражений (VII, 15) и (VII, 17) при $t=0$ получим

$$C_1 = 2 \frac{W_0}{k} \left(2Lx - \frac{x^2}{2}\right), \quad (\text{VII}, 18)$$

подставив полученные данные в формулу (VII, 17), получим уравнение свободной поверхности этой части потока в следующем виде:

$$h^2 = 2 \frac{W_0}{k} \left(2Lx - \frac{x^2}{2}\right) \operatorname{erf} \lambda + h_p^2. \quad (\text{VII}, 19)$$

В дальнейшем ограничимся рассмотрением лишь части потока с равномерной инфильтрацией и с этой целью определим закон изменения его расхода во времени вдоль оси x после прекращения инфильтрации атмосферных осадков.

$$q = kh \frac{\partial h}{\partial x} = W_0 \left[(2L - x) \operatorname{erf} \lambda + (4L - x) \frac{\lambda}{\sqrt{\pi}} e^{-\lambda^2} \right]. \quad (\text{VII}, 20)$$

С помощью зависимости (VII, 20) можно оценить погрешность, допустимую при решении обратной задачи при условии, когда действительный поток заменяется некоторым другим, характеризующимся постоянным расходом вдоль оси X . Величина этой погрешности будет пропорциональна изменению действительного значения q вдоль оси X во времени. Исследуем на конкретном примере характер изменения единичного расхода потока q , приняв $L = 2000$ м, $a_y = 10^5$ м²/сутки $W_0 = 0,001$ м/сутки.

Значения q , вычисленные для разных x и t по формуле (VII, 20), приведены в табл. 8.

Таблица 8

Изменение расхода грунтового потока у реки после прекращения инфильтрации атмосферных осадков для разных моментов времени

Расстояние от реки (x), м	Значения q м ³ /сутки при разных t			
	$t = 0$	$t = 30$	$t = 150$	$t = 250$
100	3,90	0,267	0,116	0,0875
500	3,50	1,17	0,520	0,408
1000	3,00	1,99	0,943	0,729
1500	2,50	2,46	1,23	0,957
2000	2,00	—	1,30	1,08

Из приведенной таблицы видно, что на рассматриваемом участке потока расхождения в расходах потока оказываются более значительными, чем до прекращения инфильтрации ($t=0$). Эти расхождения заметно возрастают с приближением к реке, но в достаточном удалении от нее (порядка $1/4$ и более длины участка инфильтрации) разница в расходах не превышает 2—3 раз. Такой же порядок величин будет иметь и ошибка в определении водопроницаемости пород при решении инверсных задач.

На основании изложенного можно сделать вывод, что моделирование без учета питания грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков может привести к существенным погрешностям в определении гидрогеологических параметров. Неучет при моделировании неравномерности питания грунтовых вод в течение года также вносит ощутимую погрешность в получаемые характеристики. Однако для трещиноватых пород, когда разница в их проводимости достигает нескольких десятков и сотен раз, расхождение полученных при моделировании параметров с фактическими в 2—3 раза не является решающим.

Изложенное выше показывает, что определение действительных гидрогеологических параметров путем решения обратных задач представляет собой весьма трудную задачу. Но если в процессе

прогноза условия питания грунтовых вод не претерпевают существенных изменений, то определенные параметры могут рассматриваться как приведенные величины.

Далее остановимся на дифференциальных уравнениях рассматриваемых задач и вводимых в них упрощениях в процессе моделирования.

Исходное дифференциальное уравнение в общем виде для пространственного потока подземных вод будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = W(x, y, t) + \mu \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (\text{VII}, 21)$$

где h — напор в любой точке потока переменный во времени; k_x, k_y, k_z — коэффициенты фильтрации пород, переменные в направлении осей координат x, y, z и постоянные во времени; $\mu(x, y, z)$ — водоотдача пород, переменная в пространстве, но постоянная во времени; $W(x, y, t)$ — инфильтрация атмосферных осадков, переменная по площади и во времени.

Решение охарактеризованной пространственной задачи в столь общем виде в настоящее время практически невозможно в связи с отсутствием данных об изменении проницаемости пород в пространстве водоотдачи пород по площади и вертикали, инфильтрации атмосферных осадков по площади и во времени.

Гидрогеологические параметры при наличии некоторого минимума буровых и опытно-фильтрационных работ могут быть получены лишь путем решения инверсных задач, базируясь на материалах комплексного изучения района месторождения.

Непосредственное использование уравнения (VII, 21) при решении инверсных задач пока еще невозможно, так как оно содержит большое число неизвестных. В связи с этим для сколько-нибудь обоснованного решения обратных задач этот процесс приходится разбивать на этапы таким образом, чтобы в упрощенном дифференциальном уравнении оставалось лишь одно неизвестное.

Обычно решение разбивается на два или три этапа, причем в целях существенного упрощения задачи она обычно ставится как плановая. На первом этапе моделирования фильтрационный поток рассматривается установившимся или квазистационарным.

Как показывает опыт, в условиях более или менее длительной эксплуатации месторождения в большинстве случаев через два-три года после существенного нарушения естественного режима подземных вод (ввод в действие водозаборных или водоотливных систем) поток приближается к квазистационарному.

Для межennale периода в условиях установившегося или квазистационарного потока уравнение (VII, 21) можно представить в следующем виде:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = W(x, y), \quad (\text{VII}, 22)$$

где $k_x h$ и $k_y h$ — водопроводимость пород по осям координат x и y ; $W(x, y)$ — инфильтрация атмосферных осадков.

Это уравнение представляется в конечно разностной форме.

Если граничные условия в рассматриваемом районе могут быть заданы, то при решении инверсной задачи методом подбора и сопоставления эквипотенциалей на модели с напорами в натуре неизвестной является только проводимость пород массива. Граничные условия задаются в соответствии с конкретной гидрогеологической обстановкой района. Например, при наличии данных о характере взаимосвязи реки с водоносным горизонтом река задается в виде граничного условия третьего рода

$$H = \xi + h = \text{const},$$

где ξ — гидравлическое сопротивление руслового аллювия. На реках, где гидравлическая связь водоносного горизонта может быть принята хорошей (проницаемость разделяющих водоносный горизонт аллювиальных пород не более чем в $2 \div 3$ раза меньше проницаемости трещиноватых пород), может задаваться граничное условие первого рода ($H = \text{const}$).

Шахтный водоотлив или водозаборные устройства задаются граничными условиями второго рода ($Q = \text{const}$). При этом, если для моделирования используется карта гидроизогипс для меженного периода, то в модель вводится меженный водопиток в горные выработки и производительность водозаборов соответствует периоду построения карты гидроизогипс.

На границе с практически непроницаемыми породами задается граничное условие второго рода ($Q = 0$). Если на этой границе имеется постоянный подток подземных вод и расход его может быть оценен, то это учитывается при моделировании заданием условия $Q = \text{const}$.

Если на площади рассматриваемого района гидрогеологическая информация является весьма неравномерной, то на первом этапе моделирования целесообразно выделить части района для моделирования его в более крупном масштабе при решении обратной задачи. Это позволяет получить гидрогеологические параметры на выделенном участке с несколько большим обоснованием, чем на остальной территории.

При моделировании гидрогеологических условий в естественной обстановке, когда гидродинамическая схема потока является достаточно простой, целесообразно сетку фильтрационных сопротивлений (x, y) повернуть под углом $30-45^\circ$ к направлению основного потока подземных вод. Это связано с тем, что электрические сопротивления на модели, ориентированные нормально к направлению потока подземных вод, практически не оказывают влияния на общий характер моделируемого потока. В связи с этим при подборе электрических сопротивлений, ориентированных нормально к потоку подземных вод, могут быть допущены значительные погрешности.

Подбор проводимости пород в массиве осуществляется с учетом всего комплекса сведений о районе — геоморфологии, литологии пород, тектонической структуре, данных геофизических исследований, результатов бурения, опытно-фильтрационных работ и т. д. На основе этих данных строится первоначальная сетка омических сопротивлений и находится соответствующая ей карта эквипотенциалей. В дальнейшем сопротивления корректируются в увязке с картой гидроизогипс, но подбор сопротивлений должен осуществляться без существенного нарушения геолого-структурных особенностей района.

Следует иметь в виду, что при подборе электрических сопротивлений на модели всегда допускаются некоторые условности, так как действительные границы между породами различной водопроницаемости обычно неизвестны. К тому же некоторая погрешность при подборе гидрогеологических параметров обусловлена возможными неточностями в задании граничных условий, а также в распределении питания рассматриваемого водоносного горизонта по площади изучаемого массива. Но если принять во внимание, что как граничные условия, так и питание подземных вод по площади и связанные с ним гидрогеологические параметры обычно сохраняются в условиях прогноза водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод, то подобранные на модели величины омических сопротивлений могут рассматриваться как приведенные величины.

Когда в условиях прогнозируемого развития депрессии в массиве на отдельных его участках происходит изменение граничных условий, это с тем или иным приближением необходимо учитывать при моделировании. В таких условиях задача прогноза, конечно, существенно усложняется, так как надежная количественная оценка изменения граничных условий в потоке сопряжена с большими трудностями и далеко не всегда возможна.

При анализе опыта осушения месторождений полезных ископаемых и работы водозаборных устройств по результатам гидрогеологических наблюдений целесообразно выделить несколько этапов квазистационарного или стационарного режима подземных вод с целью изучения особенностей изменения водопроницаемости пород массива в процессе снижения свободной поверхности потока. В этом случае анализ данных моделирования может позволить не только выявить закономерности изменения водопроницаемости пород в процессе снижения депрессионной поверхности, но и получить представление об особенностях структуры массива водоносных пород в связи с проявлением разрывов сплошности потока на отдельных участках области фильтрации.

Второй этап моделирования, отвечающий условиям неустановившегося движения, должен осуществляться с учетом ряда дополнительных факторов — изменения водопроницаемости массива трещинно-карстовых пород в процессе его осушения, изменения инфильтрации атмосферных осадков во времени и изменения притока

воды к водозаборам и в горные выработки в процессе работы дренажных систем.

При анализе опыта эксплуатации водозаборов и месторождений полезных ископаемых в целях облегчения задачи в модель вводятся среднегодовые величины инфильтрации атмосферных осадков, а при несколько большем упрощении задачи — среднемноголетняя инфильтрация атмосферных осадков. В последнем случае допускается, что инфильтрация атмосферных осадков остается постоянной в многолетнем разрезе. Для определения водоотдачи пород на модели путем подбора воспроизводится процесс формирования уровня режима грунтовых вод с учетом изменения их питания в среднегодовом разрезе. Подбор при моделировании производится только для водоотдачи пород, так как водопроводимость принимается в соответствии с результатом моделирования на первом этапе. При данных условиях дифференциальное уравнение фильтрации представляется:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) - W(x, y, t) = \mu \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (\text{VII}, 23)$$

Если по условиям задачи питание подземных вод не изменяется в процессе работы водозаборов и дренажных устройств, то решение рассматриваемой обратной задачи может быть существенно облегчено при использовании метода сложения течений. С этой целью за начальное условие принимается естественная поверхность грунтовых вод и задача решается в понижениях уровня воды относительно этой поверхности, причем отбор воды из водозаборных устройств и водопонизительных систем задается в виде временной функции, а инфильтрация атмосферных осадков при этом уже не учитывается. Дифференциальное уравнение, отвечающее отмеченным условиям, имеет вид такой же, как и (VII, 22) только без члена, учитывающего питание грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков. Описанная методика позволяет определить водоотдачу пород в пределах зоны влияния откачки.

Предложенный метод моделирования неприменим для прогноза водопритоков в горные выработки и производительности дренажных устройств, когда в них задается понижение уровня воды и требуется определить изменяющийся во времени дебит. При такой постановке задачи принцип сложения течений уже не имеет силы. Поэтому такого рода задачи должны решаться с учетом питания подземных вод.

В условиях разведки месторождений полезных ископаемых и участков расположения будущих водозаборов подземных вод определение водоотдачи пород может быть осуществлено по результатам наблюдений за формированием депрессионной поверхности при групповой откачке, а также по данным режимных наблюдений в районе речных долин. При этом следует иметь в виду, что результаты, полученные вблизи речных долин, обычно не могут быть перенесены на водораздельные участки, где гидрогеологические пара-

метры обычно существенно отличаются по сравнению с долинами рек. Кроме того, важно, что даже в условиях групповых откачек величина осушения пород невелика и определяемая таким образом водоотдача относится лишь к самой верхней части водоносного пласта вблизи свободной поверхности потока

Изложенное выше далеко не исчерпывает возможности исследования фильтрационных потоков в карстовых массивах путем моделирования. Моделирование дает также возможность оценить изменение питания подземных вод в течение года в разных частях рассматриваемой территории. Очевидно, что изучение закономерностей питания подземных вод по площади и во времени в зависимости от геоморфологических и тектонических особенностей района представляет большой теоретический и практический интерес

Третий этап моделирования относится к прогнозу водопритоков в горные выработки и развития депрессии, используя для этого полученные на первых этапах моделирования данные об изменении водопроводимости пород в плане и их водоотдачи. Наиболее приемлемым путем решения этой задачи является схема Либмана, которая дает возможность учесть изменение мощности водоносного горизонта и водопроводимости пород.

§ 2. ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ПРОГНОЗА ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ СУБР

Северо-Уральский бокситовый район (СУБР) расположен на восточном склоне Северного Урала и приурочен к закарстованным преимущественно карбонатным породам (известняки, мергели, известково-глинистые сланцы и др.) средней части Северо-Уральской карстовой области. Последняя прослеживается в меридиональном направлении в виде узкой полосы, шириной 3—15 км, длиной 65—70 км, площадь ее около 600 км².

В геологическом отношении исследуемый район выполнен карбонатными отложениями девонского и силурийского возраста, общая мощность которых возрастает с запада на восток и прослеживается до глубины 1200—1500 м. Пластообразная залежь боксита и вмещающие ее породы слагают западное крыло Шегультанской синклинали и имеют меридиональное простирание и восточное падение под углом 25—30°. Карбонатная толща подстилается комплексом кристаллических пород верхнего лудлоу (диабазовыми порфиритами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и т. д.) и почти повсеместно перекрыта рыхлыми отложениями четвертичного возраста.

По гидрогеологическим условиям Северо-Уральский бокситовый бассейн весьма сложен. Месторождения СУБР характеризуются крайней неоднородностью и анизотропностью вмещающей толщи пород, обусловленной значительной дислоцированностью района и резкой, неравномерной закарстованностью карбонатных образований.

Максимальная закарстованность приурочена к верхней зоне карбонатного массива. Нижняя граница этой зоны сильно колеблется по глубине от 150 до 500 м, в результате чего образуются вытянутые по направлению стока раскарстованные зоны с повышенной проводимостью, заключенные между блоками слабо проницаемых пород. Коэффициент общей закарстованности верхней зоны составляет 7—9%, а коэффициент фильтрации достигает 100 м/сутки. С глубиной закарстованность постепенно затухает. Нижняя зона массива имеет невысокую проницаемость (коэффициент фильтрации не более 1 м/сутки).

В пределах Северо-Уральской карстовой области благодаря чередованию хорошо проницаемых закарстованных известняков и слабо проницаемых терригенных отложений развиты меридионально вытянутые водоносные горизонты. Однако в результате гидравлического взаимодействия горизонтов в местах фациального замещения непроницаемых пород проницаемыми, а также через тектонические нарушения и трещины образуется единый безнапорный горизонт трещинно-карстовых вод. Более подробно геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна изложены в работах А. Я. Атаева и др. (1959), Н. Д. Буданова (1964 г.) и др.

Главным источником питания трещинно-карстового водоносного горизонта при естественном режиме были атмосферные осадки, поглощающиеся на территории закарстованных водосборов и поверхностный сток с окружающих некарстующихся пород. На отдельных участках происходило подпитывание трещинно-карстового водоносного горизонта речными водами.

Речная система района полностью относится к бассейну р. Сосьвы. Общая площадь поверхностного водосбора составляет 25 500 км².

Разработка рудной залежи на месторождениях СУБР ниже уровня подземных вод сопровождалась значительными водопритоками в горные выработки, достигающими катастрофических размеров при вскрытии карстовых форм и систем. Значительная доля водопритоков формировалась за счет поглощения речных вод, что вызвало необходимость планомерного урегулирования поверхностного стока и дополнительного водопонижения на площади месторождений. С этой целью была осуществлена изоляция закарстованных русел рек и созданы дренажные узлы из групп водопонижающих скважин. Местоположение дренажных узлов определилось структурными особенностями карбонатного массива и характером депрессионной воронки, сформировавшейся в процессе шахтного водоотлива. По мере сработки уровня воды ниже верхней хорошо проницаемой зоны единый водоносный горизонт в результате блокового строения толщи водовмещающих пород расчленился на отдельные водоносные комплексы, а затем на более мелкие участки. В результате такого расчленения произошло перераспределение водопритоков между шахтными полями. Основная доля их стала приходиться на фланговые шахты вблизи областей питания подземных

вод, где и были сооружены дренажные узлы с целью перехвата потока подземных вод на пути к шахтным полям. В настоящее время дренаж месторождений осуществляется в северной части бассейна Кальинским дренажным узлом, а в южной части — Вагранским, введенными в работу в 1964—1965 гг.

Методика моделирования и ее обоснование. Институтом ВСЕГИНГЕО выполнялись исследования по применению методов моделирования для прогноза общих водопритоков в горные выработки и дренажные узлы СУБР.

Ознакомление с гидрогеологическими материалами СУБР показало, что моделирование целесообразно применить в первую очередь для северной части бассейна, где работает Кальинский дренажный узел, строится Сосьвинский узел и проектируется Северо-Восточный.

Конкретные задачи исследования при моделировании северной части СУБР свелись к следующему: 1) оценка водопроницаемости массива водоносных пород, 2) оценка водоотдачи массива, 3) прогноз работы проектируемого Северо-Восточного дренажного узла, 4) оценка изменения общих водопритоков в горные выработки исследуемого района в условиях работы дренажных узлов. Первые два вопроса решались на модели при помощи инверсных задач. Последние два вопроса — путем прогноза с помощью модели, в которую были заложены гидрогеологические характеристики, полученные в результате решения указанных задач. Исходными данными для моделирования являлись геолого-тектонические карты района работ, карты гидроизогипс на разные периоды времени, данные режимных наблюдений за уровнями воды и водопритоками в горные выработки и граничные условия потока в соответствии с современной изученностью района.

Западная граница моделируемой области фильтрации проходит по отношению к водоупору, представленному породами свит сарайной и вагранской — известняками плитчатыми темно-серыми слоистыми, переслаивающимися со сланцами, песчаниками и конгломератами. Она задавалась непроницаемым контуром ($Q=0$).

На локальных участках этой границы, где отмечается поступление воды в шахты исследуемого района через тектонические нарушения, задавались граничные условия второго рода $Q=\text{const}$. Шахты в процессе решения обратных задач изображались на модели в виде «стоков», в которые заданы фактические водопритоки на исследуемый период.

На юге граница модели располагается в области перехода северной незарегулированной зоны в зону с зарегулированным питанием. На этом участке наблюдается заметный перепад уровней (35—40 м), что указывает на наличие здесь слабо проницаемых пород и дает основание задать на модели граничные условия третьего рода. Юго-восточная граница модели проходит по некарстующимся породам и моделируется непроницаемым контуром. Восточная и северная границы области фильтрации проходят по р. Сось-

ве, которая воспроизводится на модели как контур постоянного напора ($H = \text{const}$). Река Калья, на участке, где она заключена в канал, в расчетной схеме не отображалась. На остальном протяжении реки, вернее на отдельных пунктах этого участка, учитывалось поглощение поверхностных вод.

Для обоснования моделирования рассмотрен ряд дополнительных вопросов. Было установлено, что в рассматриваемых условиях, когда моделирование должно проводиться в пределах довольно крупного региона, поставленные задачи могут решаться лишь с учетом питания грунтовых вод. В противном случае невозможно воспроизвести на модели карту гидроизогипс, а погрешности в определении водопроводимости пород массива местами оказываются недопустимо большими. Затем установлено, что в целом, за отдельными исключениями, поток в северной области бассейна характеризуется гидравлическим единством, в результате чего в этой части бассейна образовалась обширная депрессионная воронка. И наконец, дана оценка возможного влияния на результаты моделирования нарушения линейного закона фильтрации под влиянием мощного водоотбора. Анализ показал, что погрешности в определении водопроводимости массива водоносных пород в результате пренебрежения нарушением линейного закона фильтрации имеют местный характер и могут достигать 60—100%, что в общем невелико в сравнении с диапазоном изменения водопроводимости пород в массиве.

Нестационарная задача решалась при задании начального условия $S=0$ и в условиях практически постоянного притока воды к дренажным узлам. При этом инфильтрация на свободной поверхности потока на модели не учитывалась, так как она принималась постоянной. Остальные условия были приняты такими же, как и при моделировании стационарного процесса. Для моделирования использовались интеграторы ЭИ-12 и УСМ-1. Моделирование осуществлялось несколькими этапами. На первом этапе поток рассматривался в межечное время квазистационарным, т. е. были выбраны условия, когда скорости снижения уровня подземных вод на рассматриваемой территории мало отличались между собой. При этом величина ошибки при допущении наличия квазистационарного режима фильтрации составила $\approx 3-6\%$ (отношение расхода в скорости снижения уровня подземных вод по площади к общему снижению свободной поверхности потока). Шахтный водоотлив на этом этапе моделирования задавался как область с постоянным расходом. На границах моделируемой области задавались уровни (напоры) подземных вод, взятые по картам гидроизогипс на период моделирования.

Основной задачей моделирования в условиях установившегося движения явилась оценка водопроводимости пород путем решения обратных задач для трех периодов времени, апрель 1963 г., апрель 1965 г. и декабрь 1966 г.

Две из выбранных карт гидроизогипс характеризуют поток подземных вод до начала работы Кальинского дренажного узла. Третья карта взята на период, когда депрессионная поверхность в период работы дренажного узла почти стабилизировалась. Для рассматриваемых условий моделирование на первом этапе сводилось к отысканию распределения проводимости пород при заданном положении свободной поверхности потока. При этом на машине решалось дифференциальное уравнение (VII, 22).

На втором этапе моделирования воспроизводился неустановившийся режим фильтрации в период интенсивного отбора воды из действующего дренажного узла. При этом неизвестной величиной являлась водоотдача пород закарстованного массива, которая при моделировании определялась подбором. Для этого ориентировочно принятая водоотдача пород корректировалась путем сравнения машинных и фактических кривых изменения уровня воды во времени, а также кривых изменения притоков воды в шахты. При условиях неустановившегося режима фильтрации решалось дифференциальное уравнение (VII, 23). Выполненные исследования позволили выявить общий характер распределения водоотдачи пород в соответствии с геологическим строением и гидрогеологическими условиями района.

Следует отметить, что при неустановившемся движении задача решалась методом сложения течений, т. е. в качестве начального условия имелось распределение напоров до начала работы дренажного узла, которое было получено ранее в результате моделирования установившегося режима фильтрации. Кроме того, в модели использовалась средняя водопроницаемость пород массива для исследуемого интервала времени в связи с тем, что на машине УСМ-1 водопроницаемость во времени не может изменяться.

На завершающем этапе моделирования выполнялся прогноз водопритоков в проектируемый дренажный узел и горные выработки шахт. Прогноз водопритоков осуществлялся в условиях установившейся и неустановившейся фильтрации.

При моделировании в условиях неустановившегося режима на участках, моделирующих притоки воды в шахты, выставлялись дополнительные сопротивления. Величина этих сопротивлений первоначально была определена на первом этапе моделирования. Сопротивления подбирались с таким расчетом, чтобы их подключение позволило получить установленные режимными наблюдениями изменения притоков воды в шахты под влиянием работы действующего дренажного узла.

В целом по примененной методике следует заметить, что моделирование гидрогеологических условий СУБР было связано с рядом трудностей, обусловленных сложностью фильтрационного потока и отсутствием опыта моделирования в подобных условиях.

Оценка гидрогеологических параметров путем решения обратных задач на машине УСМ-1. Для оценки фильтрационных свойств карстового массива решались обратные плановые задачи для не-

скольких периодов, т. е. при разных положениях свободной поверхности потока грунтовых вод. В результате осуществленного моделирования получен ряд карт, освещающих характер фильтрационного потока, а также распределение и изменение фильтрационной проводимости водоносных пород во времени.

Один из выбранных периодов характеризует поток подземных вод перед вводом в работу Кальинского дренажного узла (межень 1965 г.).

Эксплуатация Кальинского узла привела к перемещению стока главного базиса дренажа для всего подземного потока, формирующегося на территории северной части СУБР. К концу 1966 г., т. е. после полутора лет работы узла, динамический уровень в эксплуатационных скважинах снизился до отметок 60—65 м при суммарной производительности скважин 3300—3500 м³/ч.

Продолжительная работа дренажного узла изменила характер фильтрационного потока в области исследования. При этом в районе расположения дренажных скважин произошло существенное осушение верхней зоны трещинно-карстового водоносного горизонта (на 50—60 м).

Следующий период моделирования охватывает межень 1966 г., когда депрессионная поверхность под влиянием работы дренажного узла почти стабилизировалась.

Совмещение карт эквипотенциалей машинных и фактических по данным 1965 г. и 1966 г. показало их хорошую сходимость, что дает право считать полученные на модели значения водопроводимости близкими к действительным. Одна из совмещенных карт приводится на рис. 25.

Полученные карты поверхностей грунтового потока показывают, что обводнение горных выработок северной части месторождения СУБР происходит в основном двумя потоками. Один из них формируется на востоке области за счет инфильтрации атмосферных осадков, другой на севере — в основном за счет питания водоносного горизонта водами р. Сосьвы. Полученные моделированием карты эквипотенциалей, а также данные о распределении водопроводимости пород по площади позволяют дать приближенную количественную оценку питания и расхода грунтового потока на исследуемый период.

Результаты расчета баланса подземных вод на основе данных моделирования 1965 г. представлены в табл. 9.

Поток, направляющийся к южной группе шахт, частично (330 м³/ч), не попадая в шахты, проходит транзитом, за пределы моделируемой области.

Для оценки приведенных результатов расчета по данным моделирования составлен также баланс подземных вод изучаемого района по фактическим материалам на межень 1965 г. (табл. 10). Здесь инфильтрационное питание грунтового потока рассчитано в соответствии с картой распределения модуля поглощения, составленной И. И. Плотниковым.

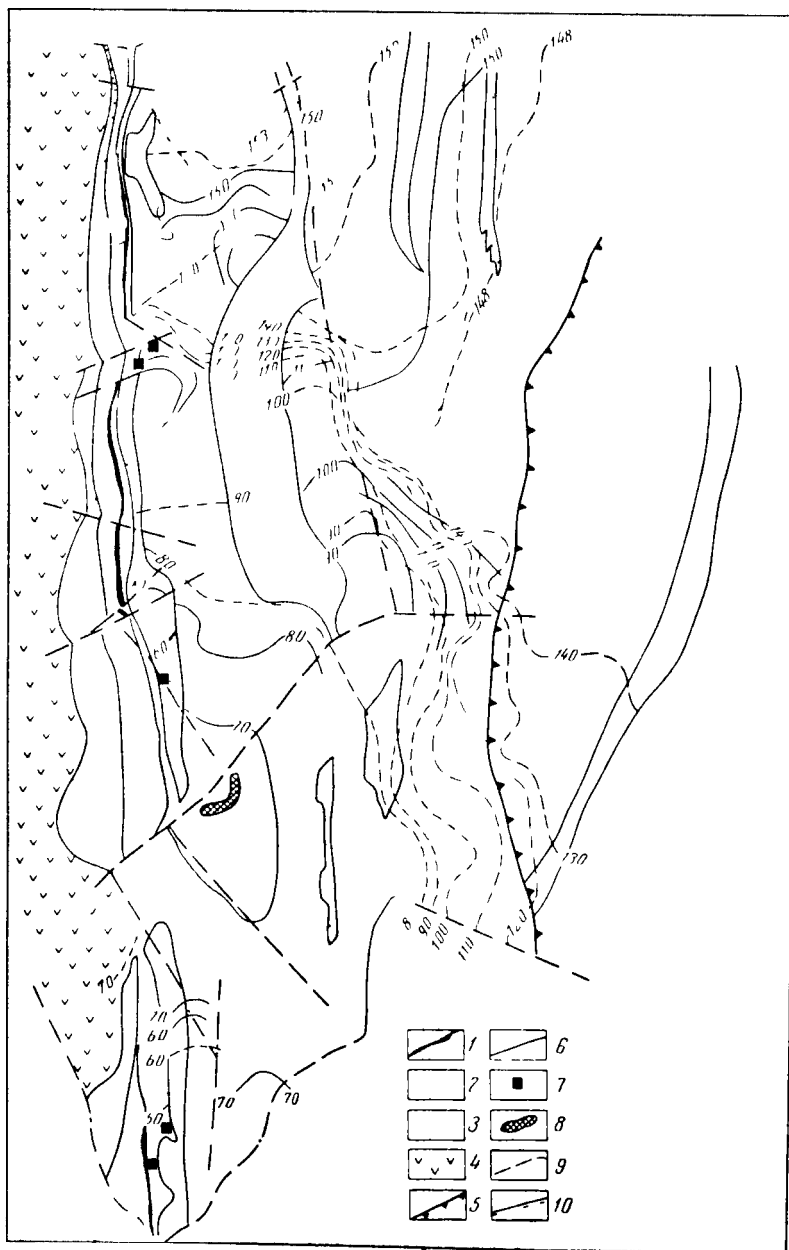


Рис 25 Совмещенная карта фактических и машинных гидроизогипс, межезь 1966 г.

1 — выход рудного пласта на поверхность, 2 — закарстованные известняки хорошо водопроницаемые, 3 — песчаники и сланцы водонепроницаемые; 4 — породы туфогенно-вулканического комплекса слабо водопроницаемые; 5 — линии тектонических нарушений типа сбросов, 6 — линии тектонических нарушений типа надвигов, 7 — шахты; 8 — Кальнинский дренажный узел; 9 — машинные гидроизогипсы; 10 — фактические гидроизогипсы

Таблица 9

Баланс подземных вод моделируемой области фильтрации, составленный по результатам моделирования, м³/ч

Питание		Расход	
Суммарное	3400	Потоки к шахтам:	
в том числе		северным	590
с севера	1000	центральным	2110
с востока через „Кальинские ворота“	2400	южным	715

Таблица 10

Баланс подземных вод моделируемой области фильтрации, составленный по фактическим данным, м³/ч

Питание		Расход	
Инфильтрация атмосферных осадков	2940	Водоотлив из шахт:	
Приток со стороны р. Сосьвы	700	северных	650
		центральных	2200
		южных	4500
Итого	3640		3300

Расхождение в полученном балансе обусловлено тем, что в расходной части не учтен отток в южную половину бассейна (за пределы моделируемой области), в количестве 330 м³/ч, который удалось рассчитать по данным моделирования.

При сравнении между собой результатов расчета баланса подземных вод выяснили, что величина потока на модели равна 3400 м³/ч, а по фактическим данным 3640 м³/ч. Некоторое несовпадение итоговых цифр баланса, а также его составляющих, объясняется, по-видимому, неточностью расчетов. Ввод в работу дренажного узла изменил режим питания и разгрузки водоносного горизонта. Прежде всего значительно увеличился расход подземного потока в пределах изучаемого карстового массива, так как в питании потока стали участвовать более отдаленные его участки, в результате перемещения водораздела грунтовых вод к р. Сосьве, а в западной части района вследствие непосредственного увеличения питания со стороны р. Сосьвы.

Приток в Калынский узел формируется в основном за счет поступления воды через «Калынские ворота» и частично за счет потока грунтовых вод с севера.

Сравнение машинных и фактических водопритокков в шахты и дренажный узел на этот период дано в табл. 11.

Таблица 11

Водопритокки фактические и полученные моделированием

Шахты и дренажные узлы	Приток, м ³ /ч	
	фактический	по модели
Северная группа шахт	340	360
Центральная группа шахт	650	770
Южная группа шахт	400	400
Калынский дренажный узел	3500	3400
Суммарный водоотбор	4900	4930

Из табл. 11 видно, что расхождения между моделируемыми и фактическими водопритокками незначительны. Это указывает на то, что подбор дополнительных сопротивлений осуществлен с достаточной точностью. Далее произведем балансовую оценку полученных результатов.

Заложенное в модель питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков равно 3400 м³/ч и расчетный (по данным моделирования 1966 г.) приток воды со стороны р. Сосьвы 1400 м³/ч, т. е. общее расчетное питание подземных вод составит 4800 м³/ч. Отток подземных вод в южную часть бассейна (за пределы моделируемой части области) определен на модели в 200 м³/ч. Разность 4800—200=4600 м³/ч должна балансироваться с фактическим водоотбором. Однако она оказалась на 300 м³/ч меньше, что составляет 6%. Если принять во внимание, что на период моделирования в межень 1966 г. имело место среднее по площади снижение поверхности грунтовых вод со скоростью 0,4—0,5 м/месяц, что при средней водоотдаче пород составит 1%, дополнительное питание потока за счет статических запасов будет 150—200 м³/ч, то отмеченное выше расхождение в балансе составит всего 100—150 м³/ч, т. е. 2—3%.

Таким образом, проведенный выше анализ показывает, что построенные по модели карты гидроизогипс на разные периоды дают в основном хорошую сходимость с фактическими. Это позволяет использовать полученные при моделировании данные для обобщения характеристики фильтрационных свойств изучаемого карстового массива водоносных пород. С указанной целью для каждого из выделенных ранее периодов по данным моделирования были построены схематические карты водопроводимости горных пород, одна из которых представлена на рис. 26.

На карте каждого периода выделяется пять градаций изменения водопроницаемости пород — от малых величин (менее 200 м³/сутки) до весьма высоких (более 10 000 м³/сутки). При этом необходимо отметить, что на полученных моделированием картах водопроницаемости пород, соответствующих более поздним периодам, т. е. более низкому положению свободной поверхности потока, наблюдается локализация зон высокой проницаемости, сужение их и вместе с тем некоторое уменьшение водопроницаемости пород основного карстового массива. Отмеченные явления вполне согласуются со структурными особенностями района, так как по мере опускания свободной поверхности потока грунтовых вод остаточная мощность водоносных пород в массиве уменьшается, и если в дополнение к этому происходит еще затухание проницаемости пород с глубиной, то и водопроницаемость пород в массиве должна заметно уменьшаться с течением времени. Соответственно этому должны более резко очерчиваться и зоны повышенной проницаемости, обычно уходящие на значительную глубину.

Анализ карт проводимости позволил выявить участки с высокой анизотропностью фильтрационных свойств карстового массива, приуроченные в основном к зонам тектонических нарушений и связанным с ними зонам дробления и трещиноватости. Соотношение коэффициентов фильтрации пород на этих участках по простиранию и вкрест их простирания изменяется от 3 до 100 и более. Значительная анизотропность пород обнаружена в районе Кальинского дренажного узла, где высокая проницаемость массива прослеживается вдоль долины р. Кальи. По данным гидрогеологической партии кальинская водопроницающая зона характеризу-

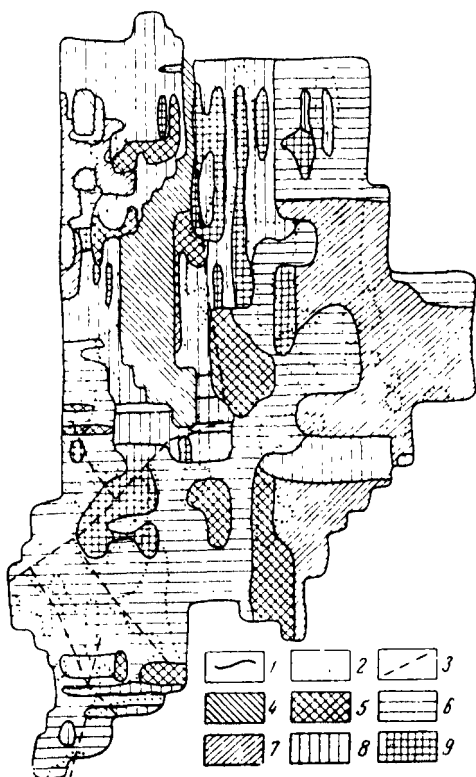


Рис. 26. Схематическая карта водопроницаемости и анизотропии горных пород северной части СУБР

1 — граница между зонами различной проводимости; 2 — анизотропные зоны; 3 — линии тектонических нарушений; 4 — водоупорные зоны. Водопроницаемость пород: 5 — 0—200 м³/сутки; 6 — 200—1000 м³/сутки; 7 — 1000—2500 м³/сутки; 8 — 2500—10000 м³/сутки; 9 — >10000 м³/сутки

ется значительной скоростью фильтрации, порядка 800 м/сутки. Резкая анизотропность пород с преимущественным развитием водопроводимости в меридиональном направлении отмечается вдоль Шегультанского сброса.

Таким образом, решение обратных задач в квазистационарных условиях и получение на модели поверхностей фильтрационного

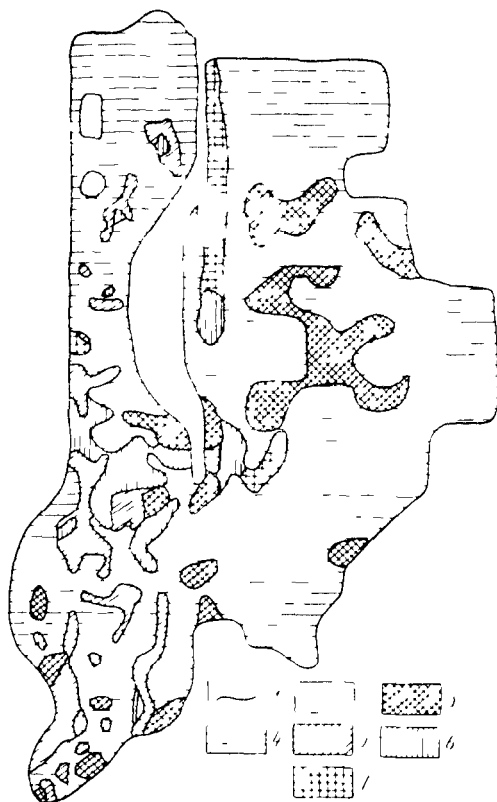


Рис. 27. Распределение водоотдачи пород по данным моделирования неустановившейся фильтрации

1 — граница между зонами различной водоотдачи;
2 — водоупорные породы. Значения водоотдачи:
3 — до 1%; 4 — 1—2%; 5 — 2—3%; 6 — 3—4%;
7 — >4%

потока на разные периоды времени, близкие к действительным, позволили выявить и оценить фильтрационные свойства пород карстового массива на всей территории исследования. При этом данные моделирования подтвердили, а в некоторых случаях и дополнили имеющиеся качественные представления о неоднородности и структуре фильтрационных свойств пород в районе исследований, т. е. позволили получить необходимые количественные характеристики.

Полученные в результате моделирования данные о распределении проводимости пород в северной части СУБР на период 1965 и 1966 гг. были использованы для следующего этапа решения обратных задач в условиях неустановившегося режима. Основная цель этого этапа моделирования — дать приближенную оценку водоотдачи закарстованного массива пород. Подбор и контроль за решением этой задачи осуществлялся с помощью данных по уровням

в 24 наблюдательных скважинах, а также притокам воды в шахты. Из 24 скважин, взятых для сравнения, 60% дали хорошую сходимость машинных кривых с фактическими. По остальным скважинам отмечается отклонение машинных кривых уровня подземных вод от фактических в пределах 3—5 м (1,5—2,5%) на отдельных участках периода наблюдения. Выполненная работа позволила выявить общий характер распределения водоотдачи пород в соответ-

ствии с геологическим строением и гидрогеологическими условиями района. Построенная по полученным данным карта показала, что водоотдача пород на большей части изучаемого массива изменяется в пределах 1—3%, а в зонах развития пород относительно высокой проницаемости до 2—4% (рис. 27). В районе «Кальинских ворот» и Кальинского дренажного узла преобладает более высокая водоотдача пород, преимущественно 3—4%. Здесь параллельно долине р. Кальн прослеживается Южно-Черемуховский сброс, где породы по данным разведочных работ характеризуются коэффициентами фильтрации до 200 м/сутки.

В самой узкой части Кальинских ворот, где поток подземных вод сжат с севера сланцевым барьером и с юга линзами водоупорных пород, водоотдача закарстованных известняков оказывается выше 4%. Такие же высокие значения водоотдачи отмечаются на востоке района, вдоль сланцевого барьера.

Можно полагать, что наличие выявленных участков с повышенной водоотдачей связано с интенсивной закарстованностью пород, обладающих относительно высокой проницаемостью на общем фоне менее проницаемых пород.

Особенности геологического строения северной части СУБР создали условия, при которых через Кальинские ворота проходит мощный поток подземных вод, направляющийся сюда с севера, северо-востока и востока. В створе ворот эти ветви потока соединяются, образуя единый мощный поток, наличие которого обусловило интенсивный размыв пород, слагающих этот участок.

О роли Шегультанского сброса, как связывающего звена между р. Сосьвой и водами трещинно-карстового водоносного горизонта, нами говорилось ранее. Являясь, очевидно, проводником больших масс воды, он характеризуется хорошо развитой открытой трещиноватостью. Об этом свидетельствует и наличие на этом участке высокой фильтрационной проводимости в меридиональном направлении по сравнению с широтным, т. е. значительной фильтрационной анизотропии, выявленной моделированием.

В районе южной группы шахт геологоразведочными работами вскрыта группа мелких обводненных, меридионально вытянутых нарушений, через которые проходили значительные объемы воды. Повышенная закарстованность на этих участках должна явиться причиной повышенной водоотдачи пород (2—3%).

Следовательно, зоны тектонических нарушений, как это справедливо отмечает И. И. Плотников, отличаются повышенной водопроницаемостью и водоотдачей, что согласуется с данными, полученными путем моделирования. Таким образом, решение обратной задачи при неустановившемся режиме позволило выявить общий характер распределения одного из основных параметров фильтрационного потока в увязке с геологическим строением и гидрогеологическими условиями района.

Прогноз водопритоков в дренажные узлы и горные выработки на машине УСМ-1. На основе выявленной путем решения обрат-

ных задач гидрогеологической обстановки в рассматриваемом районе был дан прогноз водопритоков в дренажные узлы и горные выработки как в условиях установившегося, так и неуставившегося режима фильтрации. При решении задачи в стационарных условиях в целях сопоставления вначале было произведено моделирование работы существующего Калынского дренажного узла при понижении уровня воды в нем на 115 м, т. е. дополнительно на 65 м по сравнению с действительным, а затем работы проектируемых Северо-Восточного узла при трех понижениях уровня воды в нем и Сосьвинского дренажного узла при его взаимодействии с Северо-Восточным. Анализ полученных результатов позволил проследить развитие депрессии по площади и дать оценку эффективности водопонижения при более низких абсолютных отметках динамического уровня.

Моделирование работы Северо-Восточного узла осуществлено на три понижения (100, 125 и 150 м), при положении динамического уровня в нем на отметках +25, 0 и -25.

Ввод на модели в работу Северо-Восточного дренажного узла при отключенном Калынском узле привел к существенному изменению моделируемой поверхности грунтовых вод почти на всей территории изучаемого района. При этом образовалась широкая депрессионная воронка, охватившая площадь несколько большую, чем при работе Калынского дренажного узла, с положением динамического уровня на отметке +65 м.

Так как Северо-Восточный узел расположен ближе к «Калынским воротам», то его влияние сказалось прежде всего на северо-восточной и восточной частях области, где произошло перемещение водораздельной поверхности потока подземных вод на восток, ближе к р. Сосьве. При этом величина снижения уровней относительно установившейся поверхности при работе Калынского узла достигла 20—25 м, в непосредственной близости от работающего водозабора и 5—10 м в районе северной группы шахт (табл. 12).

Как следует из таблицы, максимальная производительность узла приближается к 5500 м³/ч.

Сопоставляя полученные на модели установившиеся депрессионные поверхности при работе Калынского и Северо-Восточного дренажных узлов (табл. 13), можем отметить, что водоотлив из

Таблица 12

Результаты моделирования работы Северо-Восточного дренажного узла

№ понижения	Статический уровень, м	Отметка пониженного уровня, м	Величина понижения, м	Мощность водоносного горизонта, м	Дебит, м ³ /ч
I	+125,0	+25	100	175,0	3850
II		0	125		4900
III		-25	150		5300

Водопритоки в шахты при работе дренажных узлов

Шахты и дренажные узлы	Водоприток, м ³ /ч	
	при работе Кальинского дренажного узла на отметке +65 м	при работе Северо-Восточного дренажного узла с понижением на 125 м
Центральная группа шахт	770	260
Северная группа шахт	360	300
Южная группа шахт	400	240
Кальинский дренажный узел	3400	—
Северо-Восточный дренажный узел	—	4900

Северо-Восточного узла при понижении уровня в нем на 125 м обеспечит более глубокое осушение массива и соответственно уменьшение водопритоков в горные выработки месторождений СУБР, чем при работе Кальинского узла на отметке +65 м.

Таблица показывает, что под влиянием работы Северо-Восточного дренажного узла произошло значительное уменьшение водопритоков в шахты. Особенно это влияние сказалось на центральной группе шахт, так как проектируемый дренажный узел осуществляет перехват основного потока подземных вод, поступающего через Кальинские ворота, направленного в сторону этих шахт.

Дан также прогноз изменения водопритоков в горные выработки при совместной работе Северо-Восточного и Сосьвинского дренажных узлов.

Как показало моделирование, подключение Сосьвинского дренажного узла мало скажется на водопритоках в горные выработки (табл. 14). Величина их остается почти такой же, как при работе одного Северо-Восточного дренажного узла.

Таблица 14

Изменение водопритоков в горные выработки при одновременной работе двух дренажных узлов

Шахты и дренажные узлы	Водоприток, м ³ /ч	
	при работе Северо-Восточного дренажного узла	при совместной работе Северо-Восточного и Сосьвинского дренажных узлов
Центральная группа шахт	260	255
Северная группа шахт	300	270
Южная группа шахт	240	230
Северо-Восточный дренажный узел	4900	4800
Сосьвинский дренажный узел	—	3670

Между работающими водозаборами наблюдается некоторое взаимодействие, выражающееся в уменьшении притока подземных вод к Северо-Восточному узлу при вводе в работу Сосьвинского

Оценка времени, необходимого для наступления практической стабилизации уровней в районе Северо-Восточного дренажного узла, осуществлена путем моделирования его работы в условиях неустановившегося режима фильтрации. Это время определено в 6—7 лет.

§ 3. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ПРОГНОЗА ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ МИРГАЛИМСАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

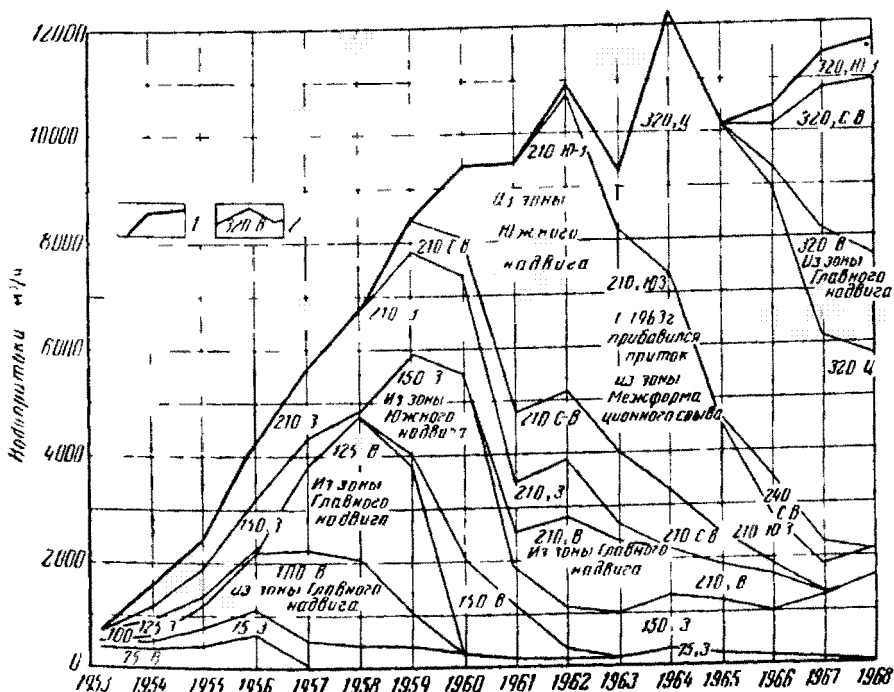
Миргалимсайское месторождение расположено в зоне сочленения юго-западного склона Центрального Каратау с прилегающей к нему наклонной равниной. Количество атмосферных осадков колеблется от 180 до 740 мм и более. Реки, протекающие по склону хребта, в летнее время пересыхают. Среднегодовая величина потерь речных вод на инфильтрацию в карстовый массив составляет около месторождения 0,5—2,3 м³/сек.

На юго-западном склоне Центрального Каратау преимущественно развиты породы палеозойского возраста. В Северо-Кызылкумской синеклизе они погружаются под мощную толщу мезокайнозойских пород (рис. 29). На склоне хребта наиболее распространены метаморфизованные песчано-глинистые отложения нерасчлененного среднего и верхнего девона и карбонатные отложения (известняки, доломиты) верхнего девона и карбона, общей мощностью до 4,5 км (Галицкий, 1967; Жеваго, 1957). Карбонатные породы закарстованы. Характерным является преимущественное развитие подземных карстовых форм — от мелких раскарстованных трещин до крупных карстовых полостей. Палеозойские отложения собраны в систему различных по размеру и формам складок, образующих несколько крупных антиклинальных и синклинальных зон, осложненных сериями разломов.

В пределах антиклинальных структур на дневной поверхности в основном развиты нижнепалеозойские или девонские песчано-глинистые отложения. В синклиналях распространены карбонатные отложения девона и карбона.

Миргалимсайское месторождение сложено известняками и доломитами фаменского и турнейского ярусов. В их основании залегают аргиллиты франского яруса, выходящие на дневную поверхность в ядрах антиклинальных складок. Общая мощность карбонатных отложений около 1000 м. Месторождение приурочено восточной оконечности Кенкольской антиклинали, осложненной здесь рядом антиклинальных и синклинальных складок. Складки имеют северо-западное простирание и рассечены разрывными нарушениями различных типов. Наиболее крупными из них являются надвиги: Главный и Южный Миргалимсайские, Мухамед,

Северный и др. Вдоль плоскостей основных тектонических нарушений развиты зоны высокой трещиноватости и закарстованности пород мощностью 200 м и более.



1 — суммарный среднегодовой водоприток в рудник, 2 — составляющая суммарного водопритока (водоприток по восточному флангу горизонта 320 м) В — восточный фланг место рождения, 3 — западный фланг, Ц — центр, С Б — северо-восточная часть месторождения, Ю З — юго-западная часть

литового горизонта или же нижней границей развития трещиноватости и карста. В результате анализа массового фактического материала, характеризующего частоту встречающимися скважинами и глубокими горными выработками трещиноватых зон различной водообильности, установлено, что упомянутая граница располагается на глубине до 650—700 м. Этот анализ позволил также установить сложную закономерность изменения водопроницаемости пород с глубиной (см. рис. 1, а).

Вследствие неравномерной трещиноватости и закарстованности массива водовмещающих карбонатных пород их водопроницаемость весьма изменчива. Коэффициент фильтрации пород из-

меняется от 0,1 до 50 м/сутки и более. Максимальной проницаемостью и водообильностью породы обладают в зонах повышенной трещиноватости и карста, развитых вдоль крупных тектонических нарушений. Водопроницаемость пород в этих зонах может достигать нескольких десятков тысяч квадратных метров в сутки.

На склоне хребта, где водовмещающие карбонатные породы развиты на дневной поверхности, трещинно-карстовые воды образуют водообильный грунтовый поток. Условия фильтрации подземных вод очень сложные. Грунтовый поток испытывает значительные отклонения от основного, юго-западного направления движения вниз по склону хребта, обтекая антиклинальные структуры, в ядрах которых залегают водоупорные аргиллиты, и концентрируясь в трещиноватых зонах повышенной водопроницаемости. В предгорной депрессии, где отложения палеозоя перекрываются нижнемеловыми глинами, трещинно-карстовые воды приобретают напорный характер. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются выше поверхности земли.

Питание подземных вод карбонатных отложений происходит главным образом в горной части района за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Под влиянием многолетнего рудничного водоотлива естественные гидрогеологические условия значительно изменились. В районе месторождения образовалась глубокая и обширная депрессионная воронка подземных вод, прекратился родниковый сток, изменился режим подземных вод. Вследствие геолого-структурных особенностей территории наибольшее развитие воронка депрессии получила вдоль подножья хребта к югу от месторождения. Ее простирается в широтном и в южном направлениях составляет десятки километров, а к северу от месторождения — менее 10 км. Понижение уровня подземных вод в центре депрессионной воронки превышает 250 м. Сезонные колебания уровня подземных вод, происходящие на фоне общего снижения уровня под влиянием водоотбора из рудника, около горных выработок возросли до 50—100 м.

Режим водопритоков в рудник и особенности обводненности горных выработок. Миргалымсайское месторождение отрабатывается подземным способом. Основные горизонты горных работ развиты в настоящее время до глубины 320 м. До 1953 г. водопритоки в горные выработки составляли в среднем не более 800 м³/ч (Ермолина и др., 1962). С 1953 г. начался интенсивный рост водопритоков в горные выработки, что было связано со вскрытием на нескольких горизонтах основных водообильных трещиноватых зон, простирающихся вдоль Главного и Южного надвигов (рис. 28). В 1960 г., когда горные выработки развились до глубины 210 м, среднегодовой водоприток в рудник достигал почти 10 000 м³/ч, а максимальный составил более 14 000 м³/ч.

В последующие годы изменение среднегодовых водопритоков в рудник было невелико, что зависело от водности года, от несколько замедленных темпов вскрытия основных водообильных

зон на IX и XIII горизонтах, а также от уменьшения трещиноватости массива водоносных карбонатных пород с глубиной. Наибольший среднегодовой водоприток в этот период достигал

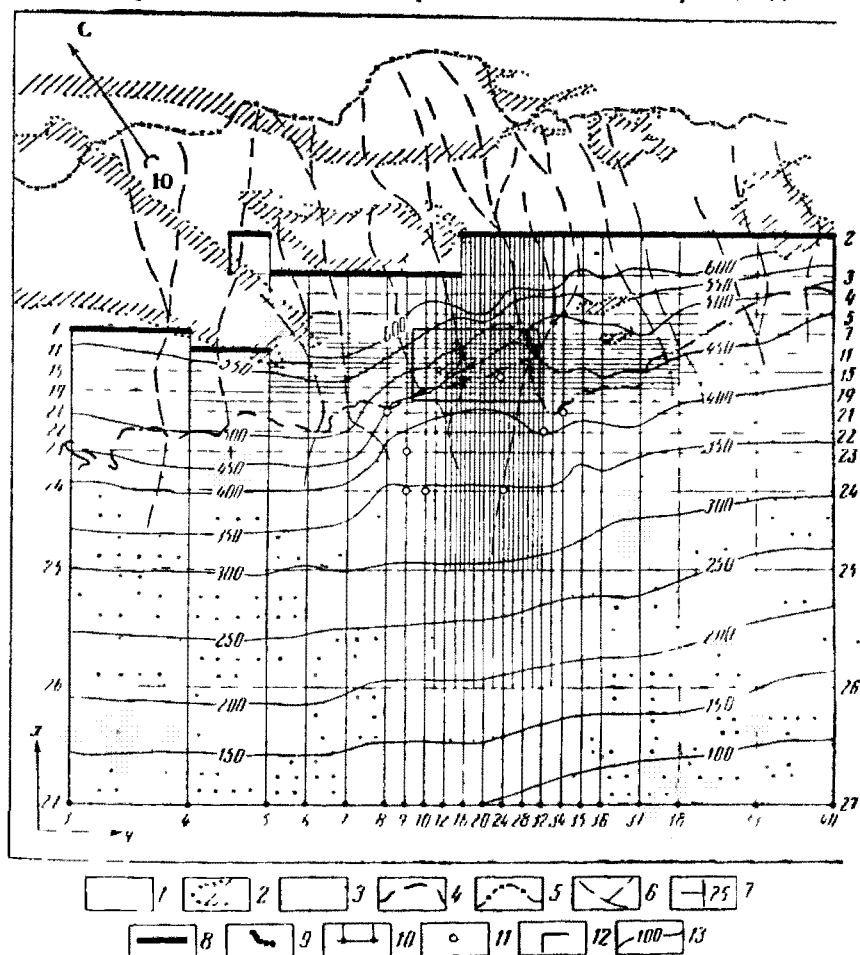


Рис. 29. Совмещенная схема природных условий района и сетки модели

1 — водоносные карбонатные отложения палеозоя; 2 — контуры распространения песчано-иллинистых отложений палеозоя; 3 — мезо-кайнозойские отложения; 4 — северная граница мезозойских отложений; 5 — водораздел хребта Каратау; 6 — линии речных долин; 7 — сетка модели; 8 — контур питания (граничные условия I рода); 9 — заданные на модели участки инфильтрационных потерь речных вод; 10 — контур постоянного напора; 11 — местоположение заданных на модели родников; 12 — контур модели I и II этапов моделирования; 13 — изолинии среднегодовых уровней (напоров) по результатам моделирования естественных гидрогеологических условий района

12 000 м³/ч. Максимальный кратковременный водоприток, составлявший почти 19 000 м³/ч, был отмечен в многоводном 1964 г.

Одной из основных особенностей обводнения рудника является неравномерное распределение водопритоков в горные выработки,

что связано с большой изменчивостью фильтрационных свойств массива горных пород. Основные обводненные участки рудника, где водоприток составляет несколько тысяч кубических метров в час, приурочены к отдельным высокопроницаемым трещиноватым и закарстованным зонам карстового массива.

Вскрытие горными выработками этих зон нередко сопровождалось прорывами подземных вод или большими сосредоточенными водопритоками 2000—3000 м³/ч. Максимальный приток воды при прорыве достигал 9000 м³/ч. Для водопритоков в горные выработки характерны значительные колебания по сезонам года. Максимальных значений они достигают в паводок, когда среднемесячные водоприток в рудник достигают 15 000—16 000 м³/ч, и снижаются до 7000—8000 м³/ч в межень. Притоки воды в горные выработки часто сопровождаются выносом больших количеств рыхлого заполнителя трещин и карстовых полостей. С процессами выноса заполнителя связано перемещение водопритоков с верхних горизонтов на вновь вскрываемые горными выработками более глубокие горизонты рудника. В итоге основные притоки воды концентрируются на самом нижнем горизонте, как это имеет место в настоящее время на горизонте 320 м (см. рис. 28).

На основании анализа обводненности горных выработок и распределения водопритоков в них за весь период эксплуатации месторождения произведена группировка основных обводненных участков применительно к плановой модели. Анализ наглядно показал, что наиболее обводненные участки горных выработок с водопритоками в несколько тысяч кубических метров в час расположены в центральной, восточной и юго-западной частях месторождения и связаны с трещиноватыми зонами Главного и Южного надвигов, а также межформационного срыва.

Методика моделирования и основных результаты решения обратных задач. Чтобы обосновать методику моделирования и получение исходных материалов для решения обратных задач на сеточных машинах, был осуществлен всесторонний качественный и количественный анализ обширных геологических, гидрогеологических и гидрологических материалов, накопленных в результате многолетних исследований и наблюдений, выполненных в районе месторождения. Большое внимание было уделено изучению фильтрационной неоднородности водовмещающего массива карбонатных пород и выявлению наиболее высокопроницаемых зон; установлению закономерности изменения трещиноватости и водообильности карбонатных пород по вертикали; уточнению особенностей и величин питания подземных вод; систематизации данных наблюдений за режимом подземных вод по широкой сети скважин; изучению режима водопритоков в рудник и особенностей обводнения горных выработок.

Данные о режиме подземных вод района и режиме водопритоков в горные выработки свидетельствуют об активной реакции уровней подземных вод на большой площади района на все су-

ществленные изменения условий питания трещинно-карстовых вод и колебания водопритоков в руднике под влиянием горнотехнических факторов. На основании вышесказанного можно водоносный комплекс трещиноватых и закарстованных карбонатных отложений рассматривать как гидравлически единую систему.

Моделирование гидрогеологических условий карстового района Миргалимсайского месторождения затруднялось в связи с весьма сложными геолого-гидрогеологическими условиями района, характеризующимися неоднородностью карстового массива по водопроницаемости и большой изменчивостью во времени величин питания и разгрузки трещинно-карстовых вод, а также с неравномерной изученностью территории.

С целью разработки обоснованной модели для прогноза водопритоков в выработки было необходимо определить гидрогеологические параметры, а также исследовать процесс формирования под влиянием рудничного водоотлива глубокой депрессии подземных вод. В связи с этим моделирование на стадии решения обратных задач осуществлялось последовательно в три этапа.

На первом этапе исследования размер моделируемой области (около 100 км²) ограничивался центральной частью воронки депрессии, где отмечен наибольший объем гидрогеологической информации. Задачи решались на плановой модели с шагом сетки 500 × 500 м в установившемся режиме фильтрации для периодов межени, когда подземный поток мог рассматриваться как стационарный или квазистационарный. Это допущение основано на том, что колебания уровней воды в межень в разных частях депрессионной воронки малы по сравнению с общей разницей уровня в пределах моделируемой области. На границах моделируемой области, представляющей собой крупный фрагмент, задавались уровни (напоры) подземных вод ($H_{x,y} = \text{const}$), взятые по данным режимных наблюдений на период межени данного года, а в соответствующих точках сеточной модели — величины токов ($Q_{x,y} = \text{const}$), характеризующие водопритоки в горные выработки в рассматриваемый период. Питание подземных вод в пределах моделируемой области в период межени отсутствует и поэтому на модели оно не задавалось.

Неизвестной при решении обратных задач являлась водопроницаемость водоносной толщи на рассматриваемый период. Она определялась подбором с учетом геологического строения района и выявленной при анализе фактических материалов фильтрационной неоднородности карстового массива. Для решения задач использовалась машина УСМ-1.

На втором этапе моделирования воспроизводился неуставившийся режим фильтрации подземных вод в течение ряда лет в пределах той же области, что и на первом этапе. На границах модели задавались изменяющиеся во времени среднегодовые уровни подземных вод, $H_{x,y} = f(t)$. В соответствующие узловые точки модели подавались величины электрических токов, отвечающие сред-

негодовым водопритокам в горные выработки и среднегодовым величинам инфильтрационных потерь из рек, $Q_{x,y} = f(t)$. Водопроницаемость пород приближенно считалась неизменной и задавалась на модели по результатам моделирования на первом этапе. Неизвестной являлась величина водоотдачи пород, определявшаяся подбором.

На третьем этапе моделирование выполнялось в региональном плане на площади около 4000 км² в установившемся и неустойчивом режиме с использованием машины УСМ-1 по схеме Либмана. Моделирование по схеме Либмана позволило учитывать изменение водопроницаемости водоносной толщи пород по мере уменьшения мощности грунтового потока подземных вод при развитии депрессионной воронки. В установившемся режиме фильтрации решалась задача воспроизведения на модели естественных гидрогеологических условий района месторождения в средне-голетних величинах. В условиях неустойчивого режима подземных вод моделировался основной период (1953—1968 гг.) формирования водопритоков в рудник и развития депрессионной воронки.

Положение границ модели было принято с учетом распространения водоносных карбонатных пород и возможного развития депрессии при дальнейшем водоотборе. На юге, западе и востоке они удалены от центра депрессии на расстояние 40—45 км (см. рис. 29). На севере граница принята значительно ближе (около 15 км), так как развитие депрессии в этом направлении проявляется незначительно, вследствие расположения севернее горных выработок слабо проницаемого массива пород.

Питание подземных вод задавалось в соответствии с особенностями их формирования. Как указывалось выше, поток трещинно-карстовых вод формируется севернее месторождения в основном в горной части района за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь из рек. Инфильтрация атмосферных осадков на территории месторождения незначительна в сравнении с общим расходом фильтрационного потока, потери же из рек вблизи месторождения довольно большие.

В соответствии с изложенным питание подземных вод задавалось на северной границе модели в размере подземного стока, но за вычетом потерь из рек вблизи месторождения, которые задавались в центре модели согласно их величинам и участкам проявления. Питание задавалось в виде граничных условий второго рода: $Q_{x,y} = \text{const}$ при моделировании в условиях установившегося движения и $Q_{x,y} = f$ — при неустойчивом режиме. Величины подземного стока были приняты дифференцированно по балансовым контурам, привязанным к бассейнам рек.

Потери из рек задавались в четыре группы узловых точек, отвечающих основным участкам речных потерь на р. Баялдыр и на реках Биресек и Кантаги. На реках, расположенных западнее и восточнее рек Баялдыр и Кантаги, потери отдельно не задава-

лись в связи с их малыми величинами и значительным удалением участков потерь от месторождения.

На южной границе модели были приняты граничные условия первого рода ($H_{x,y} = \text{const}$). Они отвечают положению пьезометрического уровня подземных вод, определенного по уклону пьезометрической поверхности. К востоку и западу от рудника границы модели приняты как непроницаемые в связи с их примерным совпадением с линиями тока.

В соответствии с фактическими условиями на модели воспроизводилось действие крупных родников, водозаборов подземных вод и рудничного водоотбора. Все это моделировалось граничными условиями второго рода, заданными в соответствующие точки модели согласно данным многолетних наблюдений за дебитами и водопритоками. Шаг сетки модели для центральной части района был сохранен равным шагу сетки на предыдущих этапах моделирования (500×500 м), а на периферийной территории он постепенно увеличивался и достигал 12 км. При решении задачи по схеме Либмана моделируемый период был разбит на несколько шагов по времени, равных четырем годам каждый. При этом соблюдалось требование о монотонности хода моделируемого процесса в пределах каждого выделенного шага.

Временные сопротивления были приняты в соответствии с водоотдачей пород, различной для безнапорной и напорной областей фильтрационного потока. Их подключение в узловые точки модели производилось в шахматном порядке, что основано на учете малой роли в питании потока емкостных свойств трещиноватого массива.

В ходе решения обратных задач методом подбора искомой являлась водопроводимость пород, которая ранее за пределами центральной части района не определялась. На завершающем этапе моделирования выполнялся прогноз средних водопритоков в горные выработки, а также произведена оценка гидродинамической эффективности различных мероприятий по перехвату подземных вод на более высоких горизонтах. Решение этих задач осуществлялось по схеме Либмана.

Горные выработки моделировались при помощи дополнительных сопротивлений, один конец которых подключался к требуемым узловым точкам модели, а на другой конец подавался электрический потенциал, соответствующий глубине горной выработки. Величины этих дополнительных сопротивлений первоначально были определены в конце третьего этапа моделирования, т. е. на стадии решения обратной задачи. В ходе прогноза по мере снижения уровня подземных вод осуществлялось корректирование величин дополнительных сопротивлений в соответствии с кривой изменения трещиноватости водоносных пород с глубиной. При этом ориентировочно принималось, что дополнительные сопротивления изменяются обратно пропорционально средней величине водопроводимости пород.

Питание подземных вод при прогнозе задавалось на модели по среднемноголетним данным в размере $20,8 \text{ м}^3/\text{сек}$, включая $1,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ инфильтрационных потерь из рек около месторождения.

На первом этапе моделирования решения обратных задач были выполнены для меженн 1952, 1960, 1964 и 1967 гг.

В связи с отсутствием данных о водопроницаемости водоносных горизонтов по всей моделируемой площади предварительный расчет поля сопротивлений был произведен по среднему коэффициенту фильтрации, установленному по данным рудничного водоотлива, и мощности обводненной части карбонатной толщи пород в каждом блоке модели (до кровли аргиллитов).

Необходимое согласие с картой гидроизогипс было достигнуто методом подбора. В итоге различие в положении уровней на модели и в натуре в подавляющем большинстве узловых точек не превышало $\pm 5-6 \text{ м}$. Такая точность совпадения уровней при общем перепаде напора в пределах моделируемой области до $350-400 \text{ м}$ вполне достаточна.

В результате решения задач были получены сведения о распределении водопроницаемости водоносного массива закарстованных пород и установлено положение высокопроницаемых зон. Все это достаточно хорошо увязывается с геологическим строением района. Такая увязка, как в ходе решения обратных задач подбором, так и при анализе полученных результатов, по мнению авторов, является одним из критериев оценки достоверности выполненного решения обратных задач.

На втором этапе моделирования был воспроизведен процесс формирования водопритоков в рудник в период 1961—1967 гг. Путем подбора на модели водоотдачи и некоторого уточнения водопроницаемости пород были получены функции изменения потенциалов во времени, согласующиеся с графиками изменения среднегодовых уровней подземных вод в наблюдательных скважинах. Достигнутая степень согласования машинных кривых уровней с фактическими оказалась сопоставимой с точностью заданных на модели граничных условий первого рода, что позволяет считать полученное решение приемлемым. Можно также считать, что результаты моделирования на первом этапе в установившемся и на втором этапе в неустойчивом режиме фильтрации согласуются: По данным моделирования средняя водоотдача пород составила $0,004$.

Результаты решения задач на первом и втором этапах моделирования получены для довольно крупного и относительно наиболее изученного участка исследуемого региона. Выработанные при этом методические приемы подбора легли в основу моделирования на третьем решающем этапе моделирования в пределах всего региона.

Третий этап моделирования начался с решения обратной стационарной задачи по воспроизведению на модели естественных

гидрогеологических условий района в среднемноголетних величинах.

Подбор требуемого распределения потенциалов на модели выполнялся с точностью ± 10 м, что согласовывалось с точностью контрольных данных по среднегодовым уровням подземных вод. Решение этой обратной задачи позволило получить сведения о водопроводимости карстового массива пород в пределах всего региона в естественных условиях, что явилось исходным для последующего моделирования.

Водопроводимость карбонатных пород в моделируемом районе изменяется в основном от первых десятков квадратных метров в сутки до 5000 м²/сутки. Участки с наибольшей водопроводимостью расположены преимущественно южнее рудника в зоне распространения высокодебитных родников. Максимальной водопроводимостью от 5000 до 50 000 м²/сутки обладают зоны трещиноватых и закарстованных пород, тяготеющие к долинам рек и особенно к зонам дробления крупных разломов, известных в районе рудника.

Основной период формирования водопритоков и развития воронки депрессии с 1953 по 1968 г. моделировался, как уже отмечалось ранее, в неустановившемся режиме с использованием схемы Либмана. Моделируемый период был разбит на четыре шага по времени. Граничные условия второго рода задавались на модели в соответствии с фактическими данными, полученными на основании многолетних воднобалансовых наблюдений и исследований. Решение обратной задачи на каждом шаге по времени заключалось в уточнении методом подбора водопроводимости пород, полученной при выполнении предыдущих задач, и в получении на модели требуемого согласно данным режимных наблюдений распределения среднегодовых уровней (напоров) подземных вод на последний год каждого шага. Достигалось также примерное совпадение общего изменения уровней на модели с фактическим снижением уровней в целом за моделируемый период. При этом было достигнуто совпадение в пределах ± 10 м, что достаточно при общем перепаде напоров на модели, превышающем 1000 м.

По мере развития воронки депрессии подземных вод на модели прослеживалось уменьшение водопроводимости пород на значительной площади вокруг рудника. Наиболее существенные изменения водопроводимости произошли на участках неглубокого залегания водоупорных аргиллитов, например, в северной части месторождения. Вместе с тем весьма высокая водопроводимость (5000—50 000 м²/сутки) сохранилась в мощных трещиноватых и закарстованных зонах, четко прослеживающихся на модели вдоль крупных тектонических нарушений (Главный и Южный надвиги и др.) и в высокопроницаемой зоне юго-восточного простираения. Такая стабильность водопроводимости при снижении уровня подземных вод более чем на 200 м может быть связана с процесса-

ми вымывания рыхлого заполнителя и раскольматации трещин и карстовых полостей.

На основании карты водопроводимости пород и гидродинамической сетки (рис. 30), полученных в результате моделирования последнего этапа эксплуатации месторождения (четвертый шаг по времени, 1965—1968 гг.), была произведена оценка расходов фильтрационного потока подземных вод, формирующих водопри- токи в рудник. Полученные результаты не подтвердили имевшие-

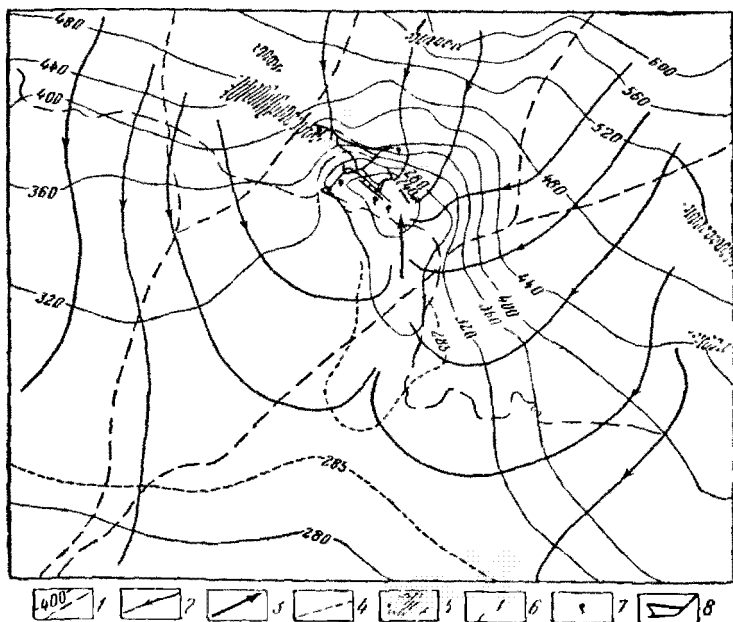


Рис. 30. Гидродинамическая схема фильтрационных потоков по результатам моделирования (1965—1968 гг.)

1 — изолинии среднегодовых уровней воды на 1968 г.; 2 — линии токов; 3 — направление потока по трещиноватой зоне юго-восточного простирания; 4 — линии речных долин; 5 — водоупорные аргиллиты; 6 — северная граница меловых отложений; 7 — основные участки поступления воды в горные выработки; 8 — схема горных выработок

ся ранее у исследователей этого района представления о том, что основное количество подземных вод вплоть до настоящего времени поступает в рудник непосредственно с северо-запада и северо-востока. Оказалось, что расходы потоков в этом секторе составляют на подступах к руднику сравнительно небольшую часть от общего водопритока в горные выработки.

Наиболее мощный поток к руднику поступает по высокопроницаемой зоне юго-восточного простирания, играющей роль дрены, концентрирующей на подступах к руднику подземные потоки, попадающие в восточную, южную и отчасти западную части воронки депрессии. Значительное количество подзем-

ных вод поступает к руднику с востока со стороны рек Кантаги и Биресек. Расходы подземных потоков по указанным направлениям составляют 80% общерудничного водопритока. Под влиянием горных работ развилась обширная асимметричная воронка депрессии подземных вод. К северу от широты месторождения воронка имеет небольшое развитие, к югу от этой широты депрессия велика как по глубине, так и по площади. Это связано с распространением севернее центральной части рудника полосы пород со слабой водопроницаемостью, как бы экранирующих центр рудника с севера. Отсюда ясно, что непосредственно с севера к руднику поступает ограниченное количество подземных вод, лимитирующееся пропускной способностью пород в упомянутой выше полосе и не зависящее поэтому от углубления горных выработок в центре рудника. Часть депрессионной воронки, развитая к югу от широты рудника и простирающаяся с запада на восток примерно на 50 км, перехватывает подземные потоки, формирующиеся на широком фронте на юго-западном склоне Центрального Каратау. Попав в южную часть депрессионной воронки, подземные воды двигаются к ее центру, где на подступах к горным выработкам концентрируются в наиболее высокопроницаемых зонах. Такие представления подтверждаются обширным фактическим материалом по обводненности горных выработок, режиму водопритоков в рудник и режиму подземных вод, а также результатами моделирования.

Прогноз средних и максимальных водопритоков в рудник и оценка эффективности мероприятий по их снижению. Прогноз средних водопритоков в рудник был выполнен методом моделирования по схеме Либмана для нескольких шагов по времени, вплоть до 1980 г. Моделирование производилось в соответствии с проектным развитием горных работ. При этом было предусмотрено, что сначала основные водообильные зоны будут вскрыты горными выработками горизонта 400 м (на 80 м ниже современных горных выработок), а затем — на горизонте 485 м. В связи со значительным понижением поверхности грунтового потока в ходе прогноза изменялись не только дополнительные сопротивления на горных выработках, но также и величины электрических сопротивлений сетки модели. Последние были увеличены в 1,5—2 раза в зоне вокруг рудника, где происходило наибольшее снижение уровней.

В результате выполненного на модели прогноза водопритоков в горные выработки и развития депрессионной воронки были построены карты среднегодовых уровней подземных вод на последние годы каждого шага по времени и определены средние водопритоки в рудник. На модели получены также величины снижения среднегодовых уровней подземных вод на каждом шаге по времени относительно их положения в 1968 г.

Наибольшее снижение уровня воды около рудника при вскрытии горизонта 400 м составило по отношению к 1968 г. 50 м, а на

следующем шаге при вскрытии горизонта 485 м оно достигло 80 м. Сравнительно небольшое снижение уровней при вскрытии глубоких горизонтов свидетельствует о том, что остаточные гидростатические напоры подземных вод над горными выработками будут велики. Потребуется дополнительные дренажные мероприятия по их снижению. Прогнозные величины водопритоков были получены с привязкой их к основным обводненным участкам горных выработок. Суммарный средний водоприток в рудник при развитии горизонта 400 м получился равным 12000 м³/ч, а при

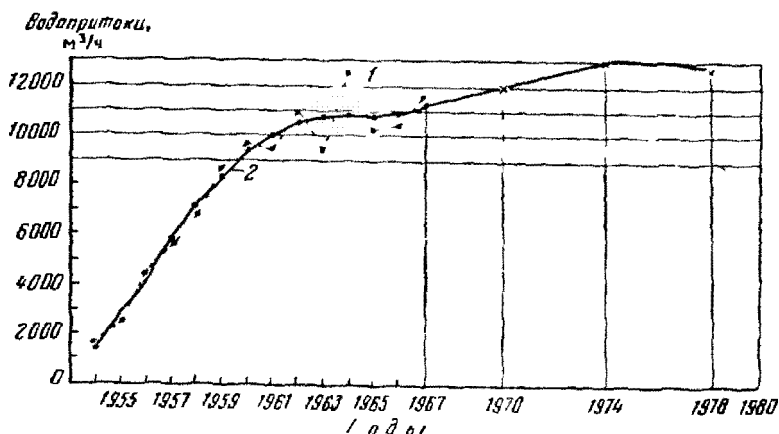


Рис. 31. График среднегодовых водопритоков в рудник (1) и (2) величины их закономерной составляющей (тренд), рассчитанной по фактическим данным (1954—1967 гг.) и полученной по результатам моделирования (1968—1980 гг.)

развитию горизонта 485 м — 13000 м³/ч. Следует заметить, что для периода развития горных выработок горизонта 485 м была произведена ориентировочная оценка среднего водопритока в рудник также для случая, если к 1976 г. уровни подземных вод будут снижены под влиянием интенсивных горных работ и процессов размыва заполнителя трещин и карстовых полостей до отметки вышележащего горизонта 400 м. При этом величина прогнозного водопритока составила до 16000 м³/ч.

Для прогноза максимальных водопритоков в рудник Г. Н. Кашковским и Л. З. Леви были использованы результаты моделирования и вероятностно-статистических расчетов. При этом максимальный среднегодовой водоприток рассматривался как складываемое из величины закономерной составляющей функции изменения водопритоков в рудник во времени (тренд), обусловленной эксплуатацией месторождения, и величины случайных отклонений от тренда, зависящей в условиях Миргалимсайского месторождения от водности отдельных лет (рис. 31).

В качестве закономерной составляющей или тренда на прогнозный период были приняты средние водопритoki по данным моделирования, а величины случайных отклонений заданной обеспеченности находились по установленным корреляционным связям с величинами среднегодовых инфильтрационных потерь из рек около рудника, зависящих от водности года и влияющих на формирование максимальных водоприток в рудник. Величина отклонения от тренда 5%-ной обеспеченности примерно составляет 2000 м³/ч. Следовательно, при средних водопритоках в 13000 м³/ч, максимальные среднегодовые водопритoki 5%-ной обеспеченности будут на 2000 м³/ч больше и составят примерно 15000 м³/ч.

Максимальные среднемесячные водопритoki были определены путем экстраполяции построенного для этой цели по данным эксплуатации графика связи этих водоприток с максимальными среднегодовыми водопритоками. Максимальные среднемесячные водопритoki 5%-ной обеспеченности получились равными примерно 22000 м³/ч. Разработанная в результате выполненных исследований модель карстового района Миргалимсайского месторождения позволила произвести также оценку гидродинамической эффективности мероприятий по снижению водоприток на глубокие горизонты рудника. Было выполнено, в частности, моделирование дренажной горной выработки протяженностью около 5 км, запроектированной к проходке северо-западнее месторождения на уровне горизонта 210 м.

Согласно опыту горных работ при моделировании принято, что поступление подземных вод в эту дрена следует ожидать не на всем ее протяжении, а в местах подсечения зон повышенной проницаемости. Обводненные участки дрен моделировались, как и подобные участки в руднике, при помощи дополнительных сопротивлений. Последние подбирались на модели таким образом, чтобы уровни подземных вод в массиве водоносных пород устанавливались на 50 м выше дренажной выработки. Такое превышение уровней над дренай принято по аналогии с фактическими данными по соответствующему горизонту рудника. В соответствии со снижением уровня подземных вод вокруг дрены водопроводимость пород в прилегающей к ней зоне была уменьшена в два раза. Под влиянием дрены северо-западнее рудника образовалась крутая депрессия подземных вод. Однако эта депрессия не распространялась южнее полосы слабо проницаемых пород и не достигла основных горных выработок в центре рудника. Поэтому основной водоприток в рудник, поступающий в горные выработки в центральной, восточной и юго-западной частях месторождения, остался почти без изменения. Это вполне понятно, так как большая доля притока воды в рудник формируется за счет подземных потоков, проходящих широким фронтом западнее и восточнее месторождения и не попавших в сферу активного влияния дрены. Таким образом, запроектированная дрена не позволяет снизить

водопритоки на глубокие горизонты рудника и вместе с тем увеличивает общий водоприток в рудник до 14 000 м³/ч, против прогнозного притока воды на горизонт 400 м в размере 12 000 м³/ч.

Выявленная при моделировании концентрация потоков подземных вод на подступах к горным выработкам в высокотрещиноватых зонах к юго-востоку от рудника свидетельствует об эффективности в этих зонах перехвата подземных вод. Моделирование такого перехвата на уровне существующего горизонта 320 м показало, что водоприток на горизонт 400 м может быть снижен при этом примерно на 4500 м³/ч. Такая эффективность получена на модели при условии создания в месте перехвата подземных вод барража (завесы) ниже горизонта 320 м, что необходимо для ограничения дренирующего влияния нижележащего горизонта 400 м. На модели барраж имитировался уменьшением водопроницаемости пород в высокопроницаемой трещиноватой зоне до водопроницаемости окружающего массива карбонатных пород.

На модели была произведена также ориентировочная оценка эффективности мероприятий по изоляции русел рек вблизи месторождения. Однако прекращение питания подземных вод за счет инфильтрации потерь из рек привело к небольшому снижению средних водоприток в рудник, примерно на 1000 м³/ч. Это объясняется тем, что прекращение питания подземных вод за счет потерь из рек вызвало расширение депрессионной воронки и привлекло к руднику дополнительные подземные потоки с ее периферии.

Изложенный выше опыт аналогового моделирования сложных гидрогеологических условий Миргалимсайского месторождения показывает, что применение этого метода значительно расширяет возможности исследования процессов формирования водоприток в горные выработки в трещиноватых и закарстованных породах и позволяет выполнять обоснованные прогнозы водоприток с полным использованием имеющихся фактических материалов.

§ 4. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДИКИ И ОПЫТ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЧАСТИЧНО ЗАМКНУТЫХ И ЗАМКНУТЫХ СТРУКТУР

Специфика прогноза работы водозаборов в трещиноватых и закарстованных пластах связана с сильной изменчивостью фильтрационных свойств горных пород, большой сложностью граничных условий, а также с недостаточной высокой точностью определения основных источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод.

Отличительные особенности фильтрации жидкости в трещиноватых породах, проявляющиеся при непродолжительном времени рассматриваемых процессов, необходимо учитывать лишь при определении расчетных гидрогеологических параметров. Прогноз работы водозаборов в указанных условиях может выполняться

на основе уравнений фильтрации для зернистых сред. При этом нелинейность фильтрации обычно проявляется лишь в непосредственной близости от водозаборных устройств.

Однако, если подсчет запасов подземных вод выполняется для районов с развитием практически неограниченных водоносных горизонтов (артезианские бассейны), возникают трудности, связанные с необходимостью учета сильной изменчивости фильтрационных свойств пород по площади.

При оценке запасов подземных вод небольших замкнутых структур и массивов, сложенных неравномерно трещиноватыми и закарстованными породами, должны учитываться весьма сложные граничные условия и разнообразные источники формирования эксплуатационных запасов подземных вод.

Основная расчетная зависимость для определения величины понижения уровня воды в водозаборе, работающем в замкнутом или частично замкнутом пласте, может быть представлена в следующем обобщенном виде:

$$S = \frac{Q_{\text{сум}} - Q_{\text{доп}}}{2\pi km} R_1 + \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi km} R_2, \quad (\text{VII}, 24)$$

где $Q_{\text{сум}}$ — суммарный расход водозабора; $Q_{\text{доп}}$ — часть расхода водозабора, обеспечиваемая за счет восполняемых запасов; R_1 — гидравлическое сопротивление, изменяющееся во времени и определяемое величиной уровнепроводности пласта, его геометрическими размерами и формой, а также временем работы водозабора; R_2 — гидравлическое сопротивление постоянное во времени и определяемое схемой водозабора и его расположением относительно границ пласта.

Если формирование эксплуатационных запасов происходит в основном за счет восполняемых источников, то величина R_1 через определенное время после начала работы водозабора существенной роли не играет и водозабор будет работать при стабильном режиме фильтрации. В случаях, когда доля восполняемых запасов в общей величине водоотбора мала, роль R_1 становится преобладающей. Наиболее часто $Q_{\text{доп}} < Q_{\text{сум}}$; но когда первая величина соизмерима со второй, то в зависимости от их соотношения будет изменяться влияние гидравлических сопротивлений R_1 и R_2 на формирование общей величины понижения уровня.

Замкнутые и частично замкнутые структуры, сложенные трещиноватыми и закарстованными водоносными породами, относятся согласно приведенной выше типизации гидрогеологических условий в трещиноватых и закарстованных породах к третьему подтипу. Но по условиям формирования эксплуатационных запасов подземных вод (Боревский, 1970) этот подтип можно разделить на две группы: А — месторождения, не связанные с поверхностными водотоками; Б — месторождения, связанные с поверхностными водотоками. Именно для этих групп месторождений по-раз-

ному проявляется роль различных гидрогеологических параметров и граничных условий пластов.

Для оценки эксплуатационных запасов подземных вод рассматриваемых месторождений целесообразно использовать либо гидравлический метод (в сочетании с балансовым), либо метод моделирования, являющийся по существу разновидностью гидродинамического метода.

В ряде случаев, несмотря на значительную сложность природной обстановки, удовлетворительная точность может быть получена и при обычных гидродинамических расчетах по типовым аналитическим схемам или даже просто при балансовой оценке запасов.

Гидравлический метод целесообразно применять в тех случаях, когда месторождение имеет небольшие размеры и уже в процессе более или менее длительных опытно-эксплуатационных откачек депрессия охватит всю его площадь, а граничные условия полностью проявятся в характере снижения уровней.

Кроме того, расход откачки должен быть близок к суммарному проектному расходу водозаборов, если не оценены количественно источники формирования эксплуатационных запасов подземных вод. Однако в отдельных случаях гидравлический метод применяется и тогда, когда эти положения не выполняются. Это связано с тем, что гидрогеологические условия ряда месторождений не могут быть изучены с полнотой, достаточной для проведения аналитического расчета или построения электрической (либо гидравлической) модели. В этих случаях достоверность оценки эксплуатационных запасов подземных вод гидродинамическим методом будет невысока.

При оценке запасов гидравлическим методом должны быть определены величины понижений уровня опытным путем, соответствующие проектному расходу водозабора (при установившемся режиме) или установлен опытным путем эмпирический закон снижения уровня.

Моделирование целесообразно применять в тех случаях, когда основные факторы, влияющие на величину эксплуатационных запасов подземных вод, в процессе разведочных работ или по данным эксплуатации могут быть определены с полнотой, обеспечивающей возможность их заложения в модель и получения более точных результатов по сравнению с расчетами, выполненными другими методами. В отличие от гидравлического метода каждый из факторов, определяющих величину эксплуатационных запасов, должен быть оценен количественно. В тех случаях, когда такая оценка не может быть выполнена, применение метода моделирования не дает эффекта по сравнению с результатами аналитических расчетов. Отсюда выбор того или иного метода для оценки эксплуатационных запасов подземных вод какого-либо месторождения будет определяться помимо гидрогеологических условий степенью достоверности, с которой могут быть определены основные

исходные данные для подсчета запасов и прогноза работы водозаборов.

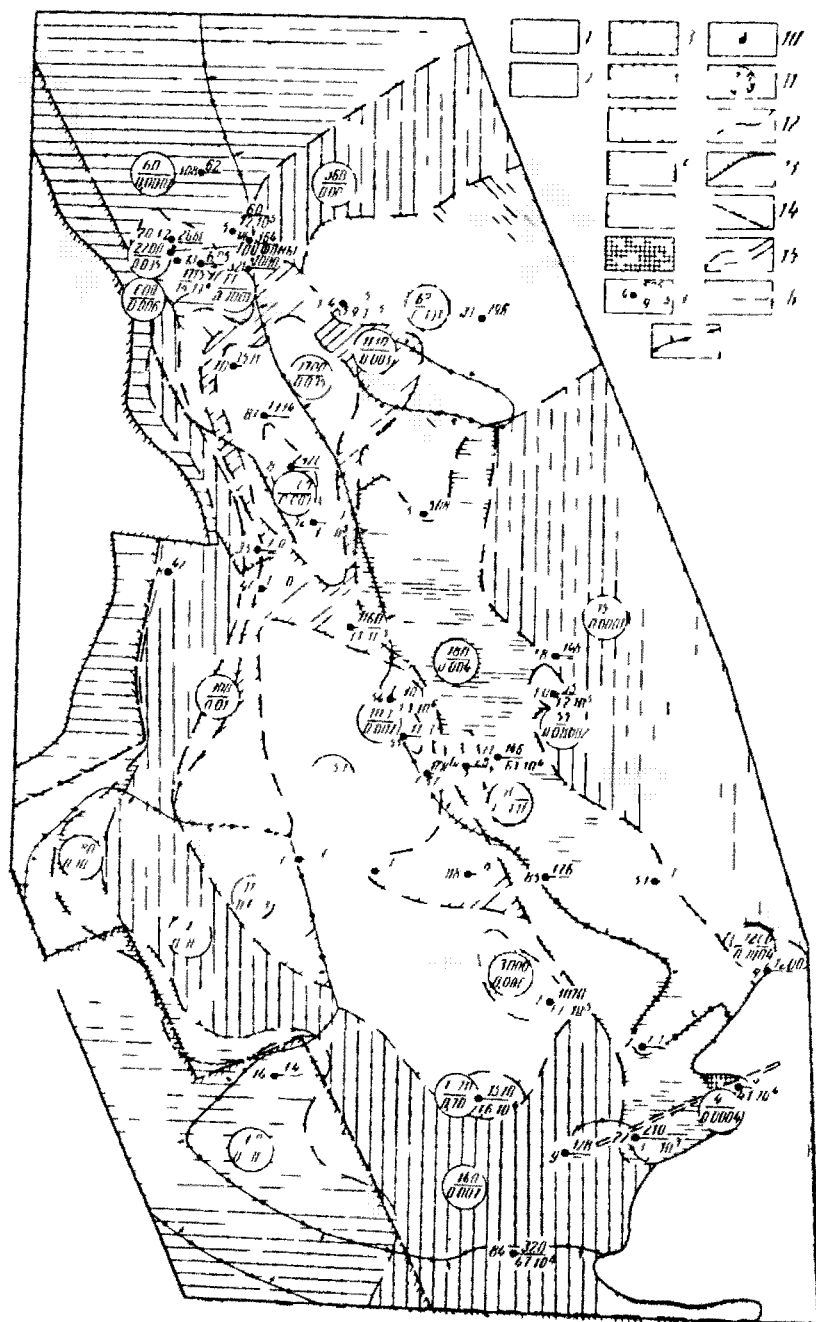
Вопросы, возникающие при оценке эксплуатационных запасов подземных вод в сложных гидрогеологических условиях месторождений, приуроченных к замкнутым и частично замкнутым структурам, сложенным трещиноватыми и закарстованными породами, рассмотрим на примере Пожняель-Седьюского (группа Б).

Пожняель-Седьюское месторождение подземных вод расположено на северо-восточном склоне Тимана в области его постепенного перехода в Печерскую депрессию, в междуречье р. Седью и руч. Пожняель. Оно приурочено к массиву закарстованных доломитов девона площадью около 12×7 км. Наиболее водообильным в пределах месторождения является нижнесирачайский водоносный горизонт, к которому приурочены основные запасы подземных вод. Водовмещающими породами являются сильно и неравномерно трещиноватые, кавернозные и закарстованные доломиты. На севере участка в районе руч. Пожняель они фациально замещаются плотными, массивными известняками. К югу от р. Седью в разрезе горизонта увеличивается содержание глинистых прослоев и трещиноватость резко затухает.

На западе и юго-западе происходит выклинивание водоносного горизонта. Здесь горизонт безнапорный. В восточной части он погружается под плотные массивные известняки верхнего сирачайского горизонта и приобретает напор. По мере продвижения на восток величина напора возрастает и достигает 50—100 м. Подстилается водоносный горизонт водоупорными карбонатно-глинистыми отложениями бельгопской свиты. Мощность водоносного горизонта сильно изменяется как по падению, так и по простиранию нижнесирачайских отложений от 25—30 м на севере до 180 м на юго-востоке.

Водообильность нижнесирачайских доломитов довольно высокая, дебиты скважин достигают 30—40 л/сек при понижениях уровня на 1—2 м. По площади и глубине она неравномерна. Участок с максимальной трещиноватостью и закарстованностью простирается с севера на юг в центральной части месторождения. С запада и юго-запада водоносный горизонт ограничен водоупорными бельгопскими отложениями, с востока и севера этот горизонт ограничения не имеет, но фильтрационные свойства пород в этих направлениях быстро уменьшаются.

На юге подземные воды гидравлически связаны с поверхностными водами р. Седью на участке, где она прорезает нижнесирачайские доломиты и слаботрещиноватые верхнесирачайские известняки. Величина разгрузки подземных вод в реку в меженьный период составляет 400—500 л/сек. Меженьный расход реки 4—5 м³/сек. На севере подземные воды активно связаны с поверхностными водами руч. Пожняель лишь на участке выхода в русло группы родников. Среднегодовой расход родников составляет около 60 л/сек. Однако в течение года он меняется в 8—10 раз.



Среднегодовой расход ручья Пожняель выше участка выхода родников без учета паводочных периодов — 120 л/сек.

Нижнесирачайский водоносный горизонт характеризуется высокой степенью неоднородности фильтрационных свойств. Величина коэффициента водопроницаемости меняется в очень широких пределах от 30 до 3000 м²/сутки. Водоотдача пород колеблется на различных участках от 0,002 до 10% (с учетом участков с напорными водами). На основании данных опытно-фильтрационных и геофизических разведочных работ удалось построить карту водопроницаемости нижнесирачайского водоносного горизонта (рис. 32). Весь участок был разделен на зоны, в пределах которых значения гидрогеологических параметров меняются не более чем в 2—2,5 раза.

При построении карты водопроницаемости пород в связи с небольшим количеством опробованных точек на периферийных участках месторождения расчетные данные, полученные по результатам опытных откачек, коррелировались с результатами электро-разведочных работ. Границы между зонами с различными параметрами проводились с учетом данных электропрофилирования и ВЭЗ, карт гидронизогипс и мощности нижнесирачайского водоносного горизонта. Выделенные зоны имеют неправильную замкнутую или полосообразную форму и различные размеры. Наиболее проницаемые породы развиты в центральной части месторождения, наименее проницаемые — на севере, где доломиты замещаются известняками, и на западе в зоне выклинивания водоносного горизонта.

Сами выделенные зоны также характеризуются неоднородностью фильтрационных свойств. Внутри них встречаются более проницаемые «каверны» и менее проницаемые «линзы», что связано с неравномерным развитием трещиноватости и закарстованности. Поэтому принятые расчетные значения параметров являются средними, обобщенными для каждой зоны и учитывают фильтрационную неоднородность внутри них. В связи с меньшим количеством определений коэффициентов уровневой проницаемости и водоотдачи по сравнению с коэффициентом водопроницаемости выделение зон равной водоотдачи имело несколько условный характер.

Рис. 32. Схематическая карта гидрогеологических параметров Пожняель-Селюкского месторождения подземных вод

Водопроницаемость пород (м²/сутки): 1 — свыше 2000, 2 — от 1500 до 2000, 3 — от 1000 до 1500, 4 — от 500 до 1000, 5 — от 250 до 500, 6 — от 100 до 250, 7 — от 10 до 100; 8 — меньше 10, 9 — опытная скважина; слева номер скважины, справа в числителе — коэффициент водопроницаемости (м²/сутки), в знаменателе — коэффициент пьезопроводности (уровневая проницаемость, м²/сутки), 10 — родники грифоны (точка, заданная при моделировании постоянного расхода 10 000 м³/сутки); 11 — средние значения гидрогеологических параметров выделенной зоны, в числителе — коэффициент водопроницаемости (м²/сутки), в знаменателе — коэффициент водоотдачи; 12 — граница зон с различной водопроницаемостью или водоотдачей; 13 — непроницаемая граница пласта; 14 — непроницаемый контур, принятый при моделировании; 15 — участок реки, являющийся контуром постоянного напора; 16 — схематизированный контур постоянного напора, принятый при моделировании; 17 — линия напорности (стрелками показано направление развития напорных вод)

тер. При отсутствии таких данных в какой-либо зоне водоотдача определялась по соотношению величины коэффициентов водопроницаемости в ней и в другой зоне со сходными условиями залегания подземных вод, для которой величина водоотдачи была определена непосредственными расчетами. Величина допустимого понижения уровня в скважинах была установлена по данным поинтервальных откачек и промыслово-геофизических работ в зависимости от положения в вертикальном разрезе интервалов интенсивно-трещиноватых и закарстованных пород. В северной части месторождения она составляет 25—30 м, в центральной 40—55 м, в северо-восточной и южной от 60 до 100—130 м. Фильтрационные свойства пород в вертикальном разрезе в отдельных интервалах меняются более чем в 10 раз. Заметный максимум наблюдается в центральной части разреза. С поверхности широко развиты заболоченности и спорадически обводненные четвертичные пески мощностью до 5—7 м, которые участками непосредственно связаны с водоносным горизонтом нижнесирачойских доломитов.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков на площади выхода доломитов под четвертичные отложения, а также инфильтрации площадного поверхностного стока, поступающего с запада из области развития глинистых водоупорных пород. Модуль подземного стока в пределах участка составляет 10 л-сек/км². Разгрузка подземных вод происходит в р. Седью и руч. Пожняель, а также частично путем бокового оттока за пределы района.

Формирование эксплуатационных запасов подземных вод Пожняель-Седьевского месторождения может осуществляться за счет следующих источников: 1) сокращение естественной разгрузки подземных вод в р. Седью и руч. Пожняель; 2) привлечение поверхностного транзитного стока руч. Пожняель; 3) осушения как нижнесирачойских доломитов, так и перекрывающих четвертичных отложений с частичной заболоченностью.

Привлечение транзитного поверхностного стока р. Седью не может быть осуществлено ввиду большой разницы в абсолютных отметках уреза реки и центральной части месторождения, где целесообразно расположить водозабор (более 40 м, что близко к допустимому понижению). Учитывая сложность гидрогеологических условий, для оценки эксплуатационных запасов был выбран метод аналогового моделирования. Моделирование осуществлялось на машине МСМ-1*. Оценка эксплуатационных запасов Пожняель-Седьевского месторождения была проведена только по данным разведочных работ на основе построенной карты гидрогеологических параметров. Опыта эксплуатации водозаборов в этом районе не имелось.

* Моделирование выполнено Л. К. Гохбергом и Б. М. Зильберштейном при участии Б. В. Боровского.

Граничные условия месторождения были схематизированы следующим образом (см. рис. 32). На юге р. Седью является контуром постоянного напора на ограниченном участке, где водоносные сирачойские отложения не перекрываются водоупорными породами. Фльтрационные свойства пород вблизи контура постоянного напора снижаются. Ручей Пожняель на участке выхода в русло родников Грифоны активно связан с подземными водами. Граничные условия на этом участке в естественных условиях относятся к первому роду ($H = \text{const}$). При эксплуатации водозабора после истощения родников здесь возникнет условие второго рода ($Q = \text{const}$). Среднегодовой дебит родников принимается 60 л/сек, среднегодовой расход ручья выше выхода родников, без учета паводочных периодов, 120 л/сек. При моделировании было принято, что после истощения родников, из ручья в водоносный горизонт может свободно поступать расход воды, равный среднегодовому дебиту родников — 60 л/сек, т. е. условие на границе $Q = 120$ л/сек.

Западная и юго-западная границы пласта приняты непроницаемыми ($Q = 0$). В отличие от исходной карты на модели они были смещены несколько ближе к водозабору и почти везде совпадают с изолинией мощности водоносного горизонта 40 м, несколько отклоняясь от нее в меньшую сторону в районе западнее родников Грифоны. Смещение непроницаемой границы вызвано тем, что в этой области, по данным предварительного моделирования, к концу срока эксплуатации пласт оказывается практически осушенным. В соответствии с региональными представлениями нижнесирачойский водоносный горизонт распространяется далеко к востоку от участка детальных работ. Поэтому к востоку от месторождения на модели задавалась бесконечно удаленная область, параметры в пределах которой принимались равными параметрам восточной краевой зоны разведанного участка.

В дальнейшем в процессе решения прогнозных задач было установлено, что депрессия от работы водозабора распространяется в этом направлении на значительное расстояние. Поэтому, учитывая недостаточную обоснованность параметров, задаваемых в «бесконечно удаленной» области (возможное существенное уменьшение фльтрационных свойств пород при их дальнейшем погружении на восток), была проведена сравнительная оценка влияния «бесконечно» удаленной области на формирование эксплуатационных понижений. Оказалось, что при задании на восточной границе месторождения (по рамке разведанного участка) непроницаемой границы эксплуатационные понижения увеличиваются в различных скважинах не более чем на 5—6%.

Относительно малое влияние «бесконечно удаленной» области связано с наличием в пределах месторождения контуров постоянного напора. Как показали последующие методические проработки на модели УСМ-1, при отсутствии контуров постоянного напора роль параметров бесконечно удаленных областей в тех же

условиях становится преобладающей (Б. В. Боровский и др., 1970).

Следовательно, в условиях рассматриваемого месторождения влияние удаленных областей на режим работы водозабора незначительно, поэтому распространение параметров краевой части разведанного участка на «бесконечно удаленную» область вполне допустимо даже на основании общих гидрогеологических представлений.

Задача по оценке эксплуатационных запасов подземных вод методом моделирования включала:

1. Экспериментальную оценку степени достоверности исходной карты расчетных гидрогеологических параметров нижнесирачовского водоносного горизонта путем воспроизведения на модели наиболее длительных опытных кустовых и опытно-эксплуатационных откачек из скважин, расположенных в разных частях месторождения.

2. Собственно подсчет эксплуатационных запасов подземных вод месторождения, выполненный после установления достоверности исходной карты расчетных параметров на ее основе. Подсчет был произведен применительно к заданной схеме водозаборных скважин и установлен в каждой из них допустимым понижением уровня. Для оценки достоверности исходной карты параметров на модели были воспроизведены две длительные кустовые откачки и две групповые опытно-эксплуатационные из трех и четырех скважин. По данным моделирования построены графики снижения уровня в наблюдательных скважинах, совмещенные с графиками по данным откачек.

При сравнении полученных на модели данных с натурными оказалось, что в большинстве случаев понижения на модели и скорость снижения уровня были больше. Средняя величина скорости снижения уровня в последние периоды откачек была в 1,4 раза больше, чем в натуре. В начальные периоды откачек расхождения были незначительны. Кроме того, расхождения увеличивались при удалении наблюдательных скважин от опытных.

Анализируя характер и величину полученных расхождений между данными опытных работ и моделирования, удалось сделать вывод, что принятые значения водопроницаемости пород можно считать достоверными. Имеющиеся расхождения связаны в первую очередь с неучтенными источниками дополнительного питания (за счет притока из перекрывающих четвертичных отложений и заболоченностей), а также с некоторым занижением водоотдачи пород.

Действительно, при моделировании кустовой откачки из скв. 24, расположенной в южной части месторождения, где источники дополнительного питания отсутствуют, машинные и натурные графики снижения уровня практически совпали. Неучтенные факторы дополнительного питания при обработке материалов полевых исследований не могли быть количественно оценены, поэто-

му их нецелесообразно было вносить в исходную схему при воспроизведении откачек на модели. В данных условиях при выполнении прогноза работы водозабора оценка запасов промышленных категорий А+В была выполнена без учета дополнительного питания на основе принятой карты гидрогеологических параметров. Все факторы, оказывающие благоприятное влияние на режим работы проектного водозабора, которые не могли быть оценены количественно по данным разведочных работ и не нашли своего отражения при построении электрической модели месторождения, были оценены интегрально по соотношению темпов снижения уровней при откачках и их воспроизведении на модели. Полученная величина дополнительного питания составила 40% от запасов промышленных категорий А+В и отнесена к категории С₁.

В процессе оценки эксплуатационных запасов методом моделирования был найден оптимальный вариант расположения водозаборных скважин, их количества и рациональных нагрузок при допустимых понижениях уровня в каждой из них. Кроме того, был установлен характер снижения уровня во времени в эксплуатационных скважинах и других точках водоносного горизонта.

Ход снижения уровня в скважинах водозабора показывает, что к концу 25-го года эксплуатации уровни практически стабилизируются.

Глава VIII

ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ НА БАЗЕ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

§ 1. ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕОРИИ ВЕРОЯТНОСТИ И МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ДЛЯ РАСЧЕТА ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ

В районах распространения закарстованных карбонатных пород осуществляется наиболее тесная связь между подземными и поверхностными водами. Поэтому режим подземных вод в значительной степени обуславливается режимом атмосферных осадков и речного стока, определяющими изменение питания водоносного горизонта. В этих условиях водопритоки в горные выработки в годовом и многолетнем разрезе определяются не только гидрогеологическими особенностями района и интенсивностью отработки месторождения, но также ходом гидрометеорологических факторов, характеризующим водность отдельных лет и сезонов года. Поэтому в карстовых районах могут быть установлены достаточно тесные зависимости между величиной водопритоков и гидрометеорологическими факторами. Эти зависимости возможно ис-

пользовать для расчета максимальных или минимальных водопритоков в горные выработки.

Процесс формирования стока подземных вод и притоков воды к водозаборным сооружениям происходит при взаимодействии факторов как природных (стокообразующие — прямые и косвенные), так и связанных с деятельностью человека.

При наличии достаточно тесной связи между поверхностными и подземными водами сезонные и многолетние изменения атмосферных осадков и речного стока вызывают существенные колебания уровней и расходов потока подземных вод. Поэтому в областях развития трещинно-карстовых пород гидрологические и метеорологические факторы, как наиболее мобильные элементы природной обстановки изучаемого гидрогеологического района, определяющие сезонные и многолетние изменения режима подземных вод, могут рассматриваться как прямые стокообразующие факторы.

Задача установления экстремальных дебитов подземных вод может быть решена при совместном применении гидродинамических и вероятностно-статистических методов расчета. При этом закон изменения среднегодовых расходов воды в данных геолого-гидрогеологических условиях и при определенном режиме эксплуатации сооружений в средний по водности год выражается детерминированной функцией — трендом, которая может быть приближенно рассчитана существующими гидродинамическими методами, моделированием на аналоговых машинах или при решении полиномов различных порядков. Изменение расходов подземного потока в результате различных условий питания водоносного горизонта в многолетнем разрезе определяется по отклонениям фактических дебитов от тренда, представляющих собой случайную функцию, рассчитываемую методами математической статистики.

При расчленении водопритоков на тренд и случайные отклонения от него следует учитывать два периода при эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Первый период, в течение которого происходит формирование депрессионной воронки, обычно характеризуется постоянным, из года в год, возрастанием притока воды к водозаборным сооружениям. В этот период на изменение дебитов подземных вод первостепенное влияние оказывают горноэксплуатационные факторы, в то время как гидрометеорологические факторы отступают на второй план.

Второй период, когда депрессионная воронка в основном сформировалась, в результате чего притоки воды относительно стабилизировались. В этот период изменение среднегодовых дебитов находится в зависимости от водности отдельных лет, в то время как горноэксплуатационные факторы приобретают второстепенное значение.

Таким образом, прогноз экстремальных значений притоков воды к водозаборным сооружениям в условиях существенной сезонной и многолетней изменчивости режима подземных вод следует производить при учете двух составляющих: прогноза изменения тренда на весь период эксплуатации сооружения и расчетных заданной обеспеченности величин случайной компоненты. Пример такого прогноза для Миргалимсайского месторождения приведен в § 3, глава VII.

Рассмотрим далее расчет случайной функции, который основан на применении теории вероятности и математической статистики.

Возможность применения вероятностно-статистических методов обусловлена тем, что процесс формирования подземного стока и притока воды к водозаборным сооружениям является весьма сложным и зависит от совокупного влияния большого числа действующих факторов. Поскольку сочетание этих факторов в каждый отдельный момент времени является случайным, изучаемые явления тоже можно рассматривать как «случайные». При этом их «случайность», обусловленная многофакторностью процесса, является выражением объективной связи между подземным стоком и множеством условий, его определяющих.

Подобное понимание «случайности» было сформулировано А. Н. Колмогоровым (1965).

Поскольку нас интересует результат всех процессов, протекающих в данном гидрогеологическом бассейне, например, общая величина водопритоков в горные выработки и их распределение в течение года, то рассматривая водопритоки как «массовую совокупность элементарных физических явлений», имеющую случайный характер, мы получаем возможность для анализа и прогноза изучаемых явлений применять методы теории вероятности и математической статистики.

Статистический метод расчета случайной компоненты при прогнозе притока воды к водозаборным сооружениям зависит от длительности фактических наблюдений.

При наличии длинного ряда (не менее 10—12 лет) случайных реализаций расчет величин заданной обеспеченности можно произвести по кривым обеспеченности. Результаты этих расчетов зависят от принятого типа распределения изучаемой переменной. Однако вопрос о типах распределения притоков воды к водозаборным сооружениям в настоящее время еще не изучен. Можно указать лишь на работу В. Г. Кнерцера (1967), который получил логнормальный закон распределения водопритоков на шахтах Донбасса.

Прогноз возможных максимальных водопритоков при прорывах воды в горные выработки из карстовых полостей при наличии длительного ряда наблюдений может быть выполнен с помощью статистической теории экстремальных значений (см. § 4).

При наличии короткого ряда случайных реализаций, что чаще всего встречается на практике, прогноз максимальных значений

притоков воды в горные выработки может быть выполнен при использовании гидрометеорологических характеристик, имеющих обычно значительно более длинный период наблюдений.

Для этого устанавливаются зависимости между среднегодовыми величинами притоков воды и гидрометеорологическими факторами. При прогнозировании максимальных значений водопритоков, последние могут рассматриваться в виде функции одного из основных гидрометеорологических факторов (атмосферные осадки, поверхностный сток, русловая инфильтрация из рек), характеризующих изменение условий питания исследуемого водоносного горизонта, т. е. применяется метод парной корреляции. Выбор гидрометеорологического фактора зависит от конкретной гидрогеологической обстановки.

Использование гидрометеорологических факторов для прогнозирования обусловлено тем, что вода, притекающая к горным выработкам, и гидрометеорологические факторы являются элементами единого водного баланса данного гидрогеологического бассейна и имеют годовой цикл изменений. Поэтому при прочих равных условиях среднегодовые величины водопритоков могут рассматриваться как зависимые переменные, определяемые годовой характеристикой гидрометеорологических факторов. Для прогнозирования максимальных величин водопритоков производится статистическая обработка принятого для расчета гидрометеорологического ряда, в результате которой определяются значения гидрометеорологической характеристики требуемой обеспеченности.

Для притоков воды и данной гидрометеорологической характеристики за период совместных наблюдений строится график связи и рассчитывается уравнение регрессии. Подставив в полученное уравнение регрессии гидрометеорологическую характеристику заданной обеспеченности, получим соответствующую величину дебита, которому придается та же обеспеченность.

При этом используется «метод равных повторяемостей», предложенный и обоснованный Б. И. Срезневским (1914 г.). Этот метод основан на допущении подобия кривых распределения величин X и Y и состоит в том, что приравниваются друг к другу величины X_i и Y_i в двух сравниваемых рядах, имеющие одинаковую вероятность. Здесь под X_i понимается независимая переменная (гидрометеорологический фактор) и под Y_i — зависимая переменная (притоки воды); индекс i обозначает место расположения данного значения переменной в ряду наблюдений.

§ 2. МЕТОДИКА ПРОГНОЗА МАКСИМАЛЬНЫХ ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ ДЛЯ ТИПОВЫХ УСЛОВИЙ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Корреляционная зависимость между водопритоками в горные выработки и гидрометеорологическими факторами может быть использована для прогноза лишь в том случае, если между поверх-

ностными и подземными водами существует достаточно тесная связь, в результате которой сезонный, годовой и многолетний ход гидрометеорологических факторов оказывает существенное влияние на изменение режима подземных вод.

Для правильного анализа этих связей и выбора такого гидрометеорологического фактора, который наиболее полно отражает природные условия района, произведена классификация месторождений твердых полезных ископаемых, приуроченных к районам развития трещиноватых и закарстованных карбонатных пород (табл. 15).

При выделении классов учитывались гидрометеорологические факторы, которые оказывают различное влияние на изменение водопритоков в различные периоды отработки месторождений. В различных гидрогеологических условиях продолжительность первого периода и время наступления второго периода отработки месторождения различны. В соответствии с этим можно выделить два класса месторождений. Первый класс включает месторождения, на которых депрессионная воронка весьма быстро достигает границ области питания, что приводит к стабилизации водопритоков в горные выработки. На этих месторождениях изменение водопритоков зависит в основном от гидрометеорологических факторов. Здесь при расчете корреляционных связей фактические при токи воды рассматриваются как случайные величины, зависящие от гидрометеорологических факторов, т. е. в расчет вводятся непосредственно данные по водопритокам в горные выработки или дебитам водозаборов.

Ко второму классу относятся месторождения, на которых водопри токи в горные выработки длительный период времени не являются установившимися. Изменения водопри токов на таких месторождениях зависят как от условий их разработки, так и от гидрометеорологических факторов.

Для месторождений этого класса необходимо производить разложение функции на детерминированную и случайную составляющие и выполнять расчет отдельно для каждой из них.

В ряде случаев могут быть использованы водопри токи, наблюдаемые только во второй период эксплуатации месторождений, т. е. в условиях их стабилизации. Тогда расчеты производятся так же, как для месторождений первого класса.

Виды и подвиды выделяются в зависимости от особенностей питания подземных вод за счет поверхностных и позволяют выбрать для прогноза водопри токов такую гидрометеорологическую характеристику, которая наиболее полно отражает природные условия района. При выборе такого фактора существенным является наличие или отсутствие непосредственной связи подземных вод с поверхностными водотоками, а также характер изменений атмосферных осадков и речного стока в течение года (см. табл. 15).

Классификация месторождений твердых полезных ископаемых, приуроченных к районам развития трещиноватых и закарстованных карбонатных пород (при использовании вероятностно-статистических методов)

Классы	Виды	Подвиды
1	2	3
<p>I. Месторождения, на которых изменения водопритоков зависят от гидрометеорологических факторов. Величины водопритоков рассматриваются в качестве зависимых переменных</p>	<p>I. А Изменения водопритоков непосредственно не связаны с режимом поверхностных водотоков. Водопритоки рассматриваются в качестве функции атмосферных осадков</p>	<p>I. А₁ В инфильтрации атмосферных осадков в течение года наблюдается только один пик. Среднегодовые водопритоки рассматриваются в зависимости от годовой суммы атмосферных осадков этого сезона</p>
		<p>I. А₂ В инфильтрации атмосферных осадков в течение года наблюдаются два или несколько пиков. Водопритоки, средние для данного сезона, рассматриваются в зависимости от суммы атмосферных осадков этого сезона</p>
	<p>I. Б Изменения водопритоков непосредственно связаны с режимом поверхностных водотоков. Водопритоки рассматриваются в качестве функции поверхностного стока</p>	<p>I. Б₁ Поверхностные водотоки постоянно действующие. Среднегодовые водопритоки рассматриваются в зависимости от речного стока</p>
		<p>I. Б₂ Поверхностные водотоки периодически действующие. Среднегодовые водопритоки рассматриваются в зависимости от потерь речных вод на инфильтрацию</p>
<p>II. Месторождения, на которых изменения водопритоков зависят как от условий разработки, так и от гидрометеорологических факторов. Величины водопритоков разлагаются на тренд и случайную компоненту</p>	<p>II. А Изменения водопритоков непосредственно не связаны с режимом поверхностных водотоков. Отклонения фактических среднегодовых водопритоков от тренда рассматриваются в качестве функции атмосферных осадков</p>	<p>II. А₁ В инфильтрации атмосферных осадков в течение года наблюдается только один пик. Отклонения фактических среднегодовых водопритоков от тренда рассматриваются в зависимости от годовой суммы атмосферных осадков</p>

Классы	Виды	Подвиды
1	2	3
<p>II. Месторождения, из которых изменения водопритоков зависят как от условий разработки, так и от гидрометеорологических факторов. Величины водопритоков разлагаются на тренд и случайную компоненту</p>	<p>II. А Изменения водопритоков непосредственно не связаны с режимом поверхностных водотоков. Отклонения фактических среднегодовых водопритоков от тренда рассматриваются в качестве функции атмосферных осадков</p>	<p>II. А₂ В инфильтрации атмосферных осадков в течение года наблюдаются два или несколько пиков. Отклонения от тренда фактических водопритоков, средних для данного сезона, рассматриваются в зависимости от суммы атмосферных осадков этого сезона</p>
	<p>II. Б Изменения водопритоков непосредственно связаны с режимом поверхностных водотоков. Отклонения фактических водопритоков от тренда рассматриваются в качестве функции поверхностного стока</p>	<p>II. Б₁ Поверхностные водотоки постоянно действующие. Отклонения фактических среднегодовых водопритоков от тренда рассматриваются в зависимости от речного стока</p> <p>II. Б₂ Поверхностные водотоки периодически действующие. Отклонения фактических среднегодовых водопритоков от тренда рассматриваются в зависимости от потерь речных вод на инфильтрацию</p>

Рассмотренная классификация месторождений и вытекающие из нее методы построения корреляционных зависимостей дают возможность наметить расчетные схемы при прогнозе притоков воды в горные выработки для различных месторождений. При значительной сезонной неравномерности режима подземных вод прогнозирование притоков воды заданной обеспеченности должно быть дополнено расчетом экстремальных среднемесячных величин. Наибольшая достоверность такого расчета получается в том случае, если максимальные среднемесячные притоки воды рассматривать как функцию среднегодовых. При этом задача решается в два этапа: сначала изучается изменение водопритоков в многолетнем разрезе и выполняется прогноз экстремальных среднегодовых водопритоков расчетной обеспеченности в зависимости от гидрометеорологических факторов и с учетом положений, отмеченных выше. Такой анализ дает возможность устано-

вить особенности формирования водопритоков в многолетнем разрезе и тенденцию их изменения в будущем.

Второй этап расчета заключается в изучении на данном месторождении особенностей изменения водопритоков в течение года и установлении связей между среднегодовыми и экстремальными среднемесячными притоками воды. Соотношение между указанными величинами определяется, кроме сезонных изменений гидрометеорологических характеристик, также геологическими и гидрогеологическими особенностями района и в общем случае выражается кривой параболической формы.

Анализ закономерностей внутригодового изменения притоков воды может быть выполнен лишь для второго этапа эксплуатации месторождений, когда водопритоки относительно стабилизированы и их режим определяется годовым ходом гидрометеорологических факторов. Зависимость между среднегодовыми и экстремальными притоками воды, полученная по материалам фактических наблюдений, используется для того, чтобы по среднегодовым притокам расчетной обеспеченности определить экстремальные притоки воды той же обеспеченности. Так как прогнозируемые водопритоки носят случайный характер (в смысле их многофакторности), то в самой методике прогноза, представляющей собой приближенное решение, заключена некоторая ошибка. Поэтому прогноз должен содержать в себе указание на величину ошибки заданной обеспеченности. В соответствии с этим прогнозируемую характеристику можно выразить в виде математического ожидания предсказываемой величины с указанием ошибки определенной обеспеченности; в виде доверительного интервала, внутри которого с заданной вероятностью ожидается появление предсказываемой переменной; в виде кривой обеспеченности.

Мы полагаем, что для прогноза водопритоков наиболее удобен первый способ в виде математического ожидания, полученного на основании корреляционных связей, плюс минус вероятная ошибка $E_{50\%}$.

$$E_{50\%} = \pm 0,674\sigma,$$

где σ — среднее квадратичное отклонение от нормы прогнозируемой величины водопритоков.

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (x_i - x_{cp})^2}{n - 1}}, \quad (\text{VIII}, 1)$$

где x_i — значение водопритоков в горные выработки за отдельные годы; x_{cp} — средняя многолетняя величина водопритоков; n — число лет наблюдений.

Показателем надежности предлагаемой методики расчета может быть коэффициент корреляции между водопритоками в горные выработки и тем метеорологическим фактором, который принят в расчет в качестве аргумента.

Коэффициент корреляции r считается надежным, если он превышает свою среднюю квадратичную ошибку σ_r не менее чем в три раза. Для того чтобы r удовлетворяло этому требованию, при малом числе лет наблюдений n за водопритоками, коэффициент корреляции r должен быть не менее указанных

n	10	9	8	7	6	5	4
r	0,86	0,87	0,89	0,91	0,93	0,95	0,98

§ 3. ПРОГНОЗ С ПОМОЩЬЮ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКОГО МЕТОДА МАКСИМАЛЬНЫХ ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ МИРГАЛИМСАЙСКОГО РУДНИКА

Миргалимсайское месторождение характеризуется особо сложными гидрогеологическими условиями. Горные выработки рудника обводняются трещинно-карстовым водоносным горизонтом, воды которого тесно связаны с режимом атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Поэтому притоки воды в горные выработки характеризуются большой сезонной неравномерностью (от 7000 до 19 000 м³/ч). Наибольшие водопритоки наблюдаются весной в период снеготаяния в горах и при прохождении паводков на реках района. В связи с этим по Миргалимсайскому месторождению осуществлено прогнозирование среднегодовых водоприток в многоводные годы, а также максимальных среднемесячных и среднесуточных водоприток в период весеннего паводка.

Для прогноза указанных величин были использованы вероятностно-статистические методы расчета, рассмотренные в §1 и §2 настоящей главы. Не останавливаясь на природных условиях Миргалимсайского месторождения, а также на данных по отработке рудника и обводненности его, которые приводятся в главе VII, § 3, перейдем к изложению принятой здесь методики.

Учитывая влияние рек на изменение притоков воды в горные выработки, а также то, что реки района являются периодически действующими, основным гидрометеорологическим фактором, который выбран в качестве независимой переменной для корреляции с водопритоками, принята суммарная фильтрация воды из рек в пределах развития депрессионной воронки. В соответствии с этим были рассчитаны потери воды из рек Баялдыр, Биресек и Кантаги. Суммарные потери на этих реках за 1956—1966 гг. рассматривались в качестве функции водности указанных лет, которую можно охарактеризовать годовым стоком какой-либо реки этого района. Например, р. Кантаги в створе «Рудник Кантаги» имеет 37-летний ряд наблюдений. Для этого створа были рассчитаны параметры кривой распределения и величина среднегодового стока обеспеченностью 5% и 1%. Среднегодовые фильтрационные потери из рек района в пределах депрессионной воронки определены в размере 2,0 м³/сек для обеспеченности 5% и 2,60 м³/сек для обеспеченности 1%.

Суммарные водопритоки в рудник непрерывно возрастали вплоть до 1960 г., и в результате развития горных работ они достигли $9650 \text{ м}^3/\text{ч}$ в среднем за год. Однако в последующие годы рост суммарных рудничных водопритоків прекратился. Вскрытие новых крупных водоносных трещин, как правило, стало приводить лишь к перераспределению водопритока между добычными горизонтами без существенного возрастания шахтного водоотлива в целом. Величина среднегодовых водопритоків начала определяться не столько развитием горных работ, сколько условиями питания трещинно-карстового водоносного горизонта, т. е. водностью отдельных лет. В соответствии с этим коэффициент корреляции r между годовой суммой атмосферных осадков на метеостанции «Ачисай» и среднегодовой величиной водопритоків равен 0,78.

Для анализа изменений среднегодовых водопритоків в рудник по данным фактических наблюдений за водопритоками в период отработки месторождения была рассчитана детерминированная функция (тренд см. рис. 31). Расчет выполнен на ЭЦВМ «Урал-2» путем решения полинома четвертого порядка.

Примерно с 1953 по 1960 г. тренд стремительно возрастал, что соответствовало первому периоду отработки месторождения, когда происходило основное формирование депрессионной воронки и вскрытие потока подземных вод, обводняющего месторождение. Крутизна подъема тренда определяется интенсивностью развития горных работ.

Изменения среднегодовых водопритоків под влиянием различной водности отдельных лет в эти годы не выражены.

После 1960 г. наступил второй период отработки месторождения, когда тренд значительно выполаживается и становится почти параллельным оси абсцисс. Это позволяет полагать, что к 1960 г. горными выработками был вскрыт основной поток подземных вод в районе месторождения. В рассматриваемый период четко выражаются отклонения среднегодовых водопритоків от тренда в зависимости от водности отдельных лет.

Анализ геолого-гидрогеологических условий месторождения и изменения водопритоків при углублении горных работ позволяет считать, что водопритоки в горные выработки в процессе дальнейшей эксплуатации рудника существенно не возрастут, т. е. тренд будет располагаться почти параллельно оси абсцисс. В этом случае максимальные значения водопритоків могут быть обусловлены лишь чрезмерно высокой водностью года. Поэтому, если использовать для расчета наблюдения только за 1960—1966 гг., прогноз водопритоків заданной обеспеченности может быть выполнен без разложения водопритоків на тренд и случайные отклонения от него с помощью корреляционных связей между фактическими водопритоками и гидрометеорологическими факторами.

Таким образом, прогноз максимальных среднегодовых водопритоків в систему горных выработок Миргалимсайского место-

рождения может быть выполнен по расчетной схеме I Б₂ табл. 16, т. е. максимальные среднегодовые водопритоки и их меженная и паводочная составляющие, которые будут рассмотрены ниже, могут быть определены по зависимости вида

$$Q_{\text{руд}} = f(U),$$

где $Q_{\text{руд}}$ — максимальный среднегодовой водоприток в рудник; U — среднегодовые потери речных вод на инфильтрацию.

Для определения максимальных среднемесячных водопритоков в рудник был проведен анализ внутригодовых изменений водопритоков в исследуемый период, который показал, что наряду с большой амплитудой — от 7000 (межень 1963 г.) до 19000 м³/ч (паводок 1964 г.) — поступление воды в горные выработки характеризуется значительными меженными расходами (7000—9000 м³/ч). Поэтому расчет максимальных среднемесячных водопритоков может быть выполнен более точно, если последние рассматривать не в качестве функции от среднегодовых рудничных водопритоков, а предварительно расчленить их на составляющие, которые формируются в результате различных процессов, происходящих в рассматриваемом гидрогеологическом бассейне, и поэтому имеют разную связь с поверхностным стоком. При таком расчленении учитываются особенности гидродинамических зон трещинно-карстового массива, рассмотренные Н. И. Плотниковым (1957).

Из характеристики этих зон следует, что трещинно-карстовые воды I зоны целиком дренируются гидрографической сетью; трещинно-карстовые воды III зоны в обводнении рудника или не принимают участия, или формируют незначительные водопритоки и почти не изменяются в течение года, поэтому не оказывают влияния на режим суммарных рудничных водопритоков в горные выработки. Следовательно, при изучении режима водопритоков мы должны ограничиться трещинно-карстовыми водами II зоны и при разделении суммарных рудничных водопритоков на составляющие учесть, что подзона *а* формирует водопритоки, имеющие четко выраженную годовую периодичность стока и что подзона *б* формирует водопритоки с незначительными колебаниями в течение года.

Поскольку трещинно-карстовые воды подзоны *а* формируют паводочные водопритоки в рудник, а трещинно-карстовые воды подзоны *б* определяют меженную величину водопритоков, выделенные элементы суммарных рудничных водопритоков назовем — паводочная и меженная составляющие ($Q_{\text{пав}}$ и $Q_{\text{меж}}$).

Для разделения рудничных водопритоков на составляющие использован графический метод расчленения гидрографа суммарных рудничных водопритоков (рис. 33). Соединим прямыми линиями на гидрографе суммарных среднемесячных водопритоков минимальные среднемесячные водопритоки смежных лет и примем, что ниже этих прямых расположены меженные водопритоки

данного года, а выше них — паводочные. Таким образом, в результате расчленения гидрографа суммарных рудничных водопритоков были получены среднемесячные значения составляющих $Q_{\text{пав}}$, $Q_{\text{меж}}$ и $Q_{\text{сраб}}$. Для удобства дальнейших вычислений эти составляющие были выражены в средних величинах (табл. 16).

Как указывалось выше, величина водопритоков в рудник в значительной степени определяется режимом инфильтрации из русел рек, протекающих вблизи месторождения. Поэтому используя зависимости фактически наблюдаемых водопритоков и

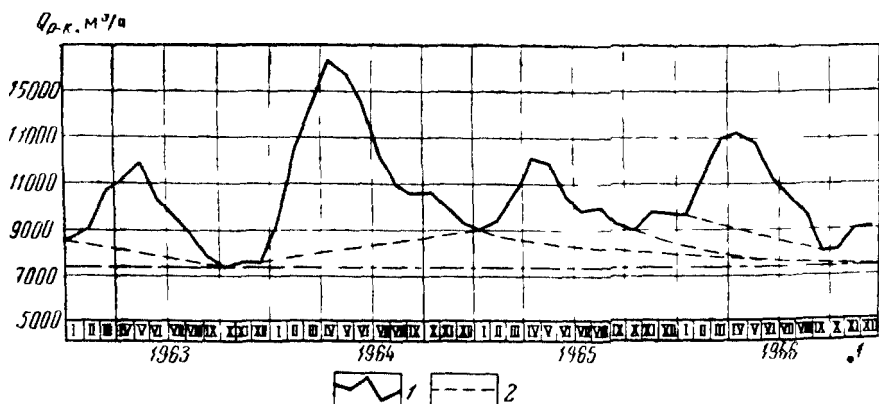


Рис. 33. Расчленение гидрографа водопритоков в рудник на составляющие
1 — суммарный водоприток, 2 — составляющие водопритоков

их составляющих $Q_{\text{пав}}$ и $Q_{\text{меж}}$ от инфильтрационных вод текущего года, можно получить расчетные величины водопритоков заданной обеспеченности (рис. 34). Для этого строятся графики $Q_{\text{руд}} = f(U)$.

Таблица 16
Среднегодовые величины отдельных составляющих общих водопритоков в горные выработки

Годы	Водопритоки, м³/сек			
	Среднегодовые Q	Паводочная составляющая $Q_{\text{пав}}$	Меженная составляющая $Q_{\text{меж}}$	Многолетняя сработка $Q_{\text{сраб}}$
1960	2,67	0,38	2,29	
1961	2,57	0,29	2,28	
1962	2,94	0,62	2,32	
1963	2,49	0,30	2,19	
1964	3,38	1,02	2,36	
1965	2,75			
	2,49 *	0,26	2,23	0,26
	2,84			
1966	2,73 *	0,46	2,27	0,11

* Среднегодовые водопритоки приведены за вычетом той части, которая формируется при сработке запасов подземных вод, накопленных в предыдущие многоводные годы.

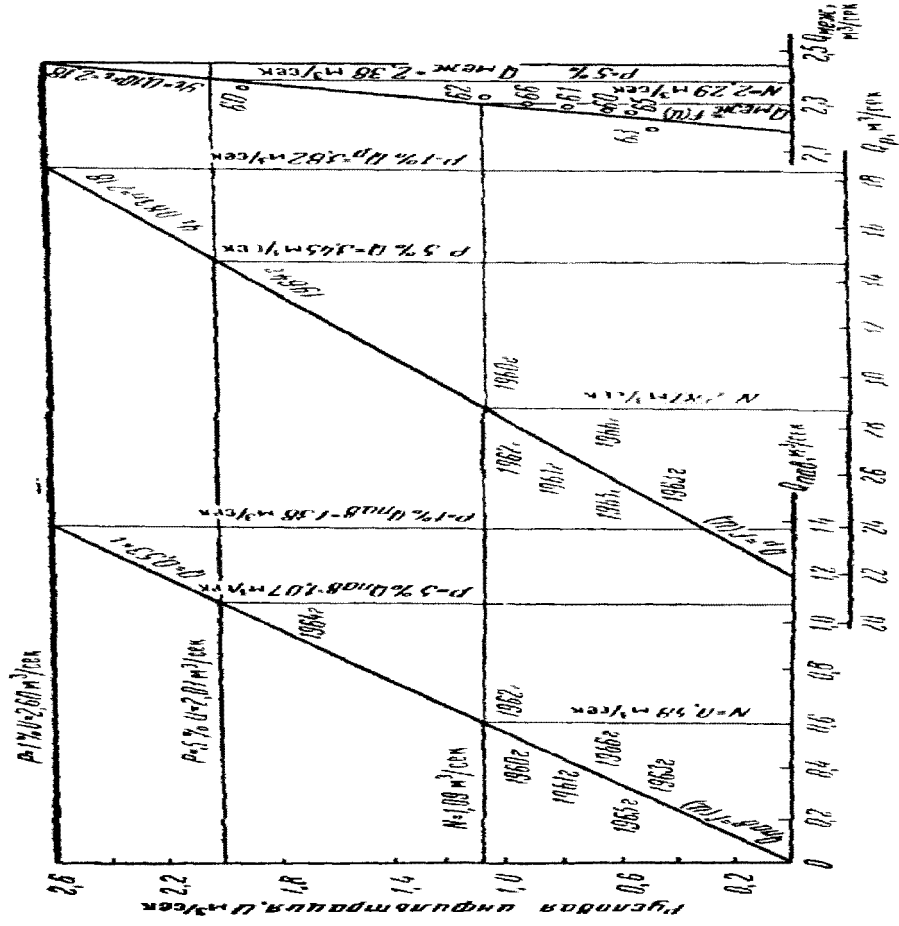


Рис. 34. Графики зависимости $Q_{\text{исп}} = i(U)$, $Q_{\text{кон}} = f(U)$, $Q_{\text{жж}} = i(U)$ при расчете гидрографа водоритов с помощью прямых, соединяющих минимальные значения лет

$$Q_{\text{пав}} = f(U), \quad Q_{\text{меж}} = f(U),$$

где U — суммарная среднегодовая величина русловой инфильтрации на участках рек в зоне влияния шахтного водоотлива, $\text{м}^3/\text{сек}$; $Q_{\text{руд}}$ — среднегодовая величина суммарных водопритоков в рудник, $\text{м}^3/\text{сек}$; $Q_{\text{пав}}$ — паводочная составляющая среднегодовых водопритоков, $\text{м}^3/\text{сек}$; $Q_{\text{меж}}$ — меженная составляющая среднегодовых водопритоков, $\text{м}^3/\text{сек}$.

При построении графика $Q_{\text{руд}} = f(U)$ были использованы величины водопритоков за 1965 и 1966 гг., уменьшенные на величину сработки запасов подземных вод, накопленных в многоводном 1964 г.

Рассматриваемые зависимости на рис. 34 выражаются прямыми линиями, уравнения которых, а также коэффициенты корреляции, приведены в табл. 17.

Таблица 17

Коэффициенты корреляции, уравнения регрессии и расчетные водопритоки

Среднегодовые водопритоки и их составляющие	Коэффициент корреляции с русловой инфильтрацией	Уравнение регрессии	Расчетанные водопритоки			
			при $P = 5\%$		при $P = 1\%$	
			$\text{м}^3/\text{сек}$	$\text{м}^3/\text{ч}$	$\text{м}^3/\text{сек}$	$\text{м}^3/\text{ч}$
$Q_{\text{пав}}$	0,95	$y_t = 0,53x_t$	1,07		1,38	
$Q_{\text{меж}}$	0,85	$y_t = 0,10x_t + 2,18$	2,38		2,44	
$Q_{\text{руд}}$	0,94	$y_t = 0,63x_t + 2,18$	3,45	12 400	3,82	13 750

Прямая $Q_{\text{руд}} = f(U)$ пересекает ось ординат ($U=0$) при $Q_{\text{руд}} = 2,18 \text{ м}^3/\text{сек}$. При этом для маловодного года $Q_{\text{пав}} = 0$, а так как для маловодного года $Q_{\text{руд}} = Q_{\text{пав}} + Q_{\text{меж}}$, то, следовательно, при отсутствии инфильтрационных потерь из рек вблизи рудника ($U=0$) $Q_{\text{меж}} = 2,18 \text{ м}^3/\text{сек}$. Таким образом, $Q_{\text{руд}} = Q_{\text{меж}} = 2,18 \text{ м}^3/\text{сек}$ является среднегодовой величиной водопритоков в рудник, определяемой сработкой запасов подземных вод на всей площади гидрогеологического бассейна в чрезвычайно маловодном году. Эта величина хорошо согласуется с наблюдаемым среднемесячным минимумом, равным $2,08 \text{ м}^3/\text{сек}$, и среднесуточным минимумом, равным $1,95 \text{ м}^3/\text{сек}$.

С учетом вероятной ошибки расчета среднегодовые водопритоки не будут превышать $3,58 \text{ м}^3/\text{сек}$, или $12 900 \text{ м}^3/\text{ч}$, при $P=5\%$ и $4,01 \text{ м}^3/\text{сек}$, или $14 400 \text{ м}^3/\text{ч}$, при $P=1\%$.

Рассмотрим далее методы определения величин $Q_{\text{сраб}}$ расчетной обеспеченности.

На гидрографе водопритоков видно, что запасы подземных вод, накопленные в паводок многоводного 1964 г., срабатывались не только в 1964 г., но также и в 1965 и 1966 гг. Величина этой сработки для 1965 г. составила $0,26 \text{ м}^3/\text{сек}$, а для 1966 г. —

0,07 м³/сек. Для расчета возможной многолетней сработки предположим, что многоводные годы повторяются три раза подряд. Тогда для лет обеспеченностью $P=5\%$ и $P=1\%$ можно считать, что кривая истощения на шлейфе паводка расположится параллельно кривой истощения 1964 г. При этом сработка в последующие $(n+1)$ и $(n+2)$ годы будет пропорциональна сработке 1965 и 1966 гг. (табл. 18).

Таблица 18

Расчетные данные многолетней сработки запасов подземных вод

Обеспеченность	Год		
	n (1964)	$n+1$ (1965)	$n+2$ (1966)
$P=5\%$	1,31 (факт.)	0,26 (по кривой)	0,07 (по кривой)
$P=1\%$	1,37	(0,27)	(0,07)
	1,76	(0,35)	(0,09)

Следовательно, если бы расчетным годам обеспеченностью $P=5\%$ и $P=1\%$ предшествовали бы два таких же многоводных года, можно было бы считать, что в n году срабатываются за счет $(n-1)$ года 0,27 м³/сек или 0,35 м³/сек за счет $(n-2)$ года — 0,07 м³/сек или 0,09 м³/сек, т. е. к водопритокам обеспеченностью $P=5\%$ и $P=1\%$ надо было бы прибавить за счет сработки предыдущих многоводных лет соответственно $Q_{сраб} = 0,27 + 0,07 = 0,34$ м³/сек или $Q_{сраб} = 0,35 + 0,09 = 0,44$ м³/сек.

Обратимся теперь к анализу фактических комбинаций многоводных лет, используя ряд среднегодовых расходов воды р. Кантаги в створе «Рудник Кантаги» с 1930 по 1966 г. (за 37 лет).

По этому ряду были рассчитаны трех- и двухлетние суммы и их обеспеченность по формуле $P = \frac{m}{n+1} 100\%$, где m — порядковый номер суммы в убывающем ряду, n — число членов ряда.

Наиболее многоводные трех- и двухлетние суммы и их обеспеченность приведены в таблицах 19 и 20.

Для двух- и трехлетних сумм среднегодовых расходов реки были построены теоретические кривые обеспеченности, параметры которых для двухлетних сумм: $C_v=0,38$; $C_s=26$; $x_{ср}=4,02$; для трехлетних сумм: $C_v=0,26$; $C_s=20$ и $x_{ср}=6,88$.

Анализ фактически наблюдаемого стокового ряда показывает, что многоводные годы обеспеченностью $P=5\%$ и $P=1\%$ не повторяются два и три раза подряд, а окружены значительно менее многоводными годами. Сочетание трех лет 5%-ной обеспеченности имеет обеспеченность $P=0,1\%$ ($4,10 \times 3 = 12,30$), а 1%-ной — еще более низкую обеспеченность ($5,44 \times 3 = 16,32$). Поэтому по-

Таблица 19

Многоводные трехлетние суммы
среднегодовых расходов реки

Годы	Трехлетние суммы	$P, \%$
1940—1942	9,34	2,8
1941—1943	8,41	11,1
1948—1950	8,85	5,6
1949—1951	8,43	8,3
1952—1954	8,27	13,9

Таблица 20

Многоводные двухлетние суммы
среднегодовых расходов реки

Годы	Двухлетние суммы	$P, \%$
1949—1950	8,11	2,7
1941—1942	6,57	5,4
1940—1941	6,45	8,1
1948—1949	5,78	10,8
1931—1932	5,59	13,5

правка на сработку за предыдущие годы, вычисленная из предположения повторения трех многоводных лет подряд дает завышенные величины.

Анализ фактических сочетаний лет различной водности показывает, что наибольшая $Q_{ср\text{аб}}$ будет в том случае, если $(n-1)$ год будет многоводнее $(n-2)$ года. Учитывая, что n год берется расчетной обеспеченности ($Q_{\text{кант}}=5,44 \text{ м}^3/\text{сек}$ для $P=1\%$ и $Q_{\text{кант}}=4,10 \text{ м}^3/\text{сек}$ для $P=5\%$) и что трехлетняя сумма той же обеспеченности равна $10,45 \text{ м}^3/\text{сек}$ ($P=1\%$) и $8,96 \text{ м}^3/\text{сек}$ ($P=5\%$), $(n-2)$ год будет ниже среднего по водности и сработку в n году не даст. Поэтому ограничимся сочетанием двух многоводных лет подряд.

Поскольку двухлетняя сумма среднегодовых расходов реки расчетной обеспеченности при $P=5\%$ составит $6,83 \text{ м}^3/\text{сек}$, а при $P=1\%$ $8,40 \text{ м}^3/\text{сек}$, а n год той же обеспеченности имеет среднегодовой расход, равный соответственно $4,10 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $5,44 \text{ м}^3/\text{сек}$, то на долю $(n-1)$ года остается $6,83-4,10=2,73 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $8,35-5,44=2,91 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Для того чтобы определить, какая составляющая в водопри-токах последующего года формируется в годы с полученными среднегодовыми расходами, используем зависимость $Q_{ср\text{аб}}$ данного года от стока p . Кангаги предшествующего года, построенную исходя из следующих соображений. В средний по водности год накопление и сработка запасов подземных вод должны быть равны, т. е. подземные воды, накопленные в период паводка, успеют сработаться в течение одного года. Следовательно, для среднего по водности года $Q_{ср\text{аб}}=0$. Среднее многолетнее значение стока p . Кангаги в створе «Рудник Кангаги» $Q_{\text{кант}}=1,99 \text{ м}^3/\text{сек}$. Тогда на графике $Q_{ср\text{аб}}=f(Q_{\text{кант}})$ мы имеем заданными две точки — для 1964 г. ($Q_{ср\text{аб}}=0,33 \text{ м}^3/\text{сек}$, $Q_{\text{кант}}=3,36 \text{ м}^3/\text{сек}$) и для среднего по водности года. Предположим, что рассматриваемая зависимость выражается прямой линией и проходит через две указанные точки (рис. 35). Тогда по графику $Q_{ср\text{аб}}=f(Q_{\text{кант}})$ определим $Q_{ср\text{аб}}$ n года за счет $(n-1)$, которая

составит для двухлетки обеспеченностью $P=5\%$ $0,13 \text{ м}^3/\text{сек}$ и обеспеченностью $P=1\%$ $0,16 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Выше указывалось, что среднегодовые водопритоки, приведенные в табл. 17, вычислены без учета $Q_{\text{сраб}}$. Поэтому для получения окончательной расчетной величины среднегодовых водопритоков в многоводные годы следует ввести соответствующую поправку. Тогда искомые величины составят для обеспеченности $P=5\%$ — $3,71 \text{ м}^3/\text{сек}$, или $13\,400 \text{ м}^3/\text{ч}$, для обеспеченности $P=1\%$ — $4,17 \text{ м}^3/\text{сек}$, или $15\,000 \text{ м}^3/\text{ч}$. Для прогноза максимальных

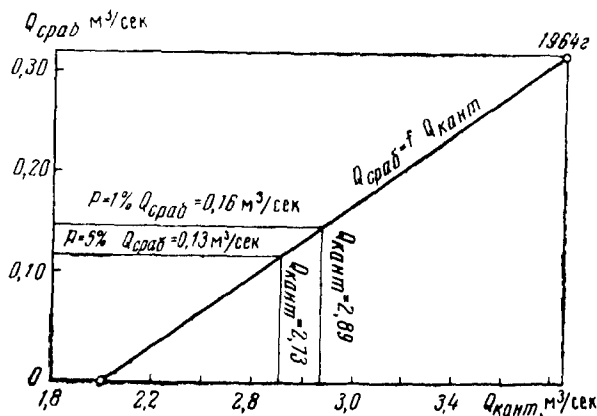


Рис. 35. График для расчета водопритоков в рудник, формирующихся за счет сработки запасов подземных вод (1964 г.)

среднемесячных водопритоков расчетной обеспеченности следует от выраженных в среднем за год величин отдельных составляющих водопритоков перейти к максимальным среднемесячным в период весеннего паводка и затем сложить полученные результаты. Переход от средней за год паводочной составляющей расчетной обеспеченности к максимальной среднемесячной величине можно осуществить двумя способами: а) по графику связи среднегодовой и максимальной среднемесячной величины паводочной составляющей, полученных по данным фактических наблюдений; б) путем схематизации паводочной составляющей по форме треугольника.

Среднегодовая величина паводочной составляющей будет тем больше, чем больше ее максимальная среднемесячная величина. Поэтому последнюю можно определять по графику связи этих двух характеристик (рис. 36). Из графика видно, что зависимость выражается прямой, уравнение которой $y_i = 1,61 x_i + 0,58$. Подставляя в приведенное уравнение среднегодовые паводочные составляющие обеспеченностью 5% и 1%, получим соответствующие максимальные среднемесячные величины, равные 2,30 и $2,80 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Максимальные среднемесячные рудничные водопритоки получают путем суммирования максимальных среднемесячных величин отдельных составляющих, рассчитанных изложенным выше способом. Результаты этого расчета приведены в табл. 21.

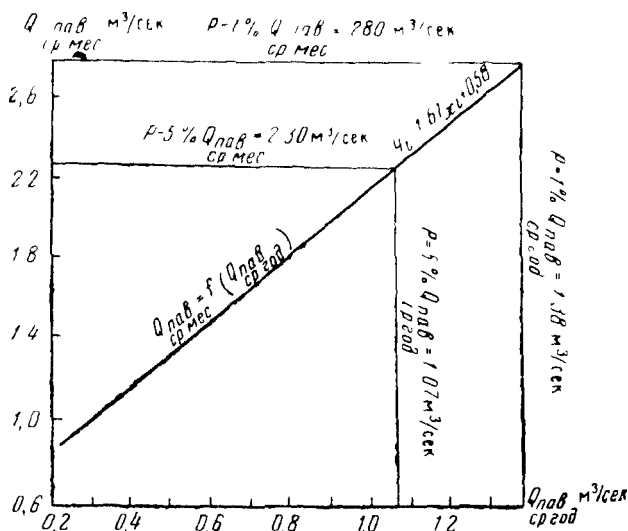


Рис 36 График связи среднегодовой и среднемесячной паводочных составляющих

Вероятная ошибка прогноза $E_{50\%}$, определялась по формуле

$$E_{50\%} = 0,674S,$$

где \bar{S} — приведенная стандартная ошибка корреляционной связи.

С учетом вероятной ошибки расчета $Q_{\text{макс ср мес}}$ равно $18\,000 \text{ м}^3/\text{ч}$ для обеспеченности $P=5\%$ и $20\,200 \text{ м}^3/\text{ч}$ для обеспеченности $P=1\%$

Таблица 21
Максимальные среднемесячные рудничные водопритоки, $\text{м}^3/\text{сек}$

Водопритоки	Величина водоприток в $\text{м}^3/\text{сек}$ при обеспеченности P	
	5%	1%
$Q_{\text{пав}}$	2,30	2,80
$Q_{\text{меж}}$	2,38	2,44
$Q_{\text{срб}}$	0,13	0,16
$Q_{\text{ср. мес}}$	4,81	5,40

§ 4. О ВЕРОЯТНОСТНОЙ ОЦЕНКЕ МАКСИМАЛЬНЫХ ВОДОПРИТОКОВ ПРИ ВСКРЫТИИ ЗАКАРСТОВАННЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-УРАЛЬСКИХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Освоение и разработка месторождений в обводненных трещиноватых и закарстованных породах часто характеризуется внезапным ростом притоков воды в горные выработки в результате ее прорывов из системы карстовых полостей и трещин. Образующиеся при этом неожиданно большие водопритокки, несмотря на относительную кратковременность, нарушают ритм работы горного предприятия, а иногда наносят большой ущерб народному хозяйству. Поэтому определение максимальной величины водопритока, который может поступить в горные выработки из карстовых полостей и трещин, имеет большое значение как для разработки мероприятий, гарантирующих безопасные условия труда и безаварийную работу горнорудного предприятия, так и для предотвращения излишних затрат, связанных с внезапностью прорывов карстовых вод в горные выработки.

Ниже излагается опыт оценки максимальных водопритокков при вскрытии закарстованных зон в процессе разработки Северо-Уральских бокситовых месторождений.

За время освоения месторождений СУБР на рудниках произошло более 270 прорывов карстовых вод в горные выработки с максимальными расходами суточной производительности от 500 до 4500 м³/ч. Обычно определение водопритокков в горные выработки производится гидродинамическим методом и в качестве основных расчетных параметров используются мощность водоносного горизонта (H_e), величина водопонижения (S) и средние значения коэффициентов фильтрации (k_f). При этом расчетный водопристок растет с увеличением H_e и S .

В шахтах Северо-Уральских бокситовых рудников водопритокки максимальной величины наблюдаются при минимальных значениях S , а мощность водоносного горизонта и средние значения коэффициентов фильтрации имеют второстепенное значение. В процессе формирования максимальных водопристокков ($Q_{\text{макс}}$) в горную выработку участвуют две составляющие $Q_{\text{макс}} = Q_{\text{дин}} + Q_{\text{ст}}$ (рис. 37).

Первая составляющая ($Q_{\text{дин}}$) определяется средним коэффициентом фильтрации водовмещающих пород (k_f), уклоном депрессионной поверхности (J) и площадью поперечного сечения водоносного горизонта (W), т. е.

$$Q = k_f \cdot J \cdot W. \quad (\text{VIII. } 2)$$

Следовательно, эту составляющую можно приближенно определить гидродинамическим методом по формулам, выведенным на основе теорий установившегося и неуставившегося движения подземных вод.

Вторая, основная составляющая ($Q_{ст}$) зависит от объема системы сообщающихся карстовых полостей, гидростатического напора и поперечного сечения каналов, связывающих карстовые полости между собой и с горной выработкой. Расход воды, поступающей в горную выработку из системы карстовых полостей, для

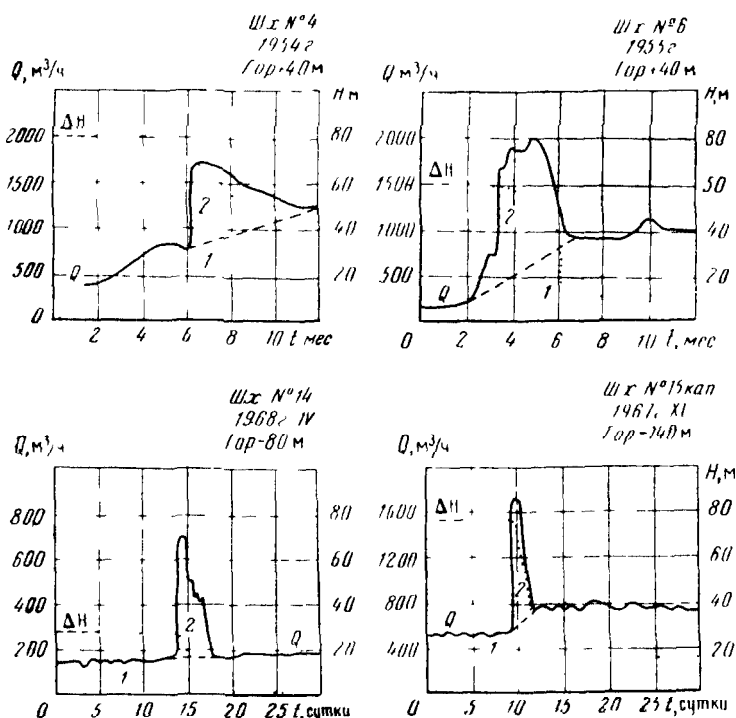


Рис. 37. Хронологические графики изменения гидростатического напора и водопритока при прорывах карстовых вод в горные выработки

1 и 2 — составляющие максимального водопритока

каждого момента t может быть определен по известной формуле

$$Q = \mu_0 W \sqrt{2gH}, \quad (\text{VIII, } 3)$$

где μ_0 — коэффициент расхода, величина которого не превышает 0,62. Отсюда следует, что средние коэффициенты фильтрации водоносного горизонта, радиусы влияния и уклоны депрессионной поверхности к определению второй составляющей максимальных водопритоков прямого отношения не имеют.

Для управления производством горных работ кроме расходов прорывов подземных вод необходимо иметь сведения о продолжительности их поступления в горные выработки.

Для расчета максимальных водопритокów суточной продолжительности в горные выработки СУБР при вскрытии глубоких горизонтов использовали статистическую теорию экстремальных значений (см. гл. IV).

Следует отметить, что в общем случае максимальные водопритокы нельзя считать случайной величиной, так как имеется односторонняя динамическая связь их с гидростатическим напором ΔH (см. рис. 37). Отсюда, если пределы колебаний величин гидростатических напоров во времени в течение всего периода эксплуатации месторождений подвергаются значительным изменениям, достоверных прогнозов максимальных водопритокów на основании статистической обработки материалов сделать, очевидно, нельзя.

На Северо-Уральских бокситовых рудниках величина гидростатического напора при вскрытии месторождений до глубины 300 м изменялась от 0 до 60 м. При освоении месторождений до глубины 800—1200 м гидростатический напор над горными выработками может достичь 600—900 м. Поэтому чтобы исключить влияние гидростатического напора на конечные результаты, статистической обработке подвергались не величины максимальных водопритокów, а коэффициенты дополнительной обводненности горных выработок, которые представляют собой частное от деления второй составляющей ($Q_{ст}$) максимальных водопритокów на \sqrt{H} (см. рис. 37).

По условиям формирования производительности потока воды, поступающей в горные выработки, прорывы могут быть расчленены на: прорывы карстовых вод, величина расхода которых ограничивается поперечным сечением каналов искусственного происхождения (поперечным сечением скважин, шпуров, отверстий, образованных в процессе отпалки забоя и т. д.), и прорывы карстовых вод, расход которых ограничивается природными условиями.

Очевидно, поперечные сечения каналов искусственного происхождения при дальнейшем освоении месторождений могут изменяться в больших пределах, чем это было в предыдущий период (например, в результате применения при отпалке зарядов повышенной мощности, скважин с большим диаметром и т. д.). Поэтому во избежание занижения расчетных данных прорывы первого вида из статистической выборки были исключены.

Дальнейший порядок обработки данных принят следующий:

1. Используя гидрографы водопритокów в горные выработки и данные о напорах подземных вод, были найдены коэффициенты дополнительной обводненности для семи горизонтов отработки рудной залежи.

2. Коэффициенты обводненности, соответствующие одной и той же глубине, объединялись в одну группу, а каждая группа разлагалась в вариационный ряд $x_1 < x_2 < \dots < x_k$.

Вариационный ряд максимальных величин коэффициентов обводненности горных выработок южной части СУБР. Интервал 180—140 м (абс.)

k	$\frac{k}{N+1} = \frac{k}{21}$	$'k$	$'k \left(\frac{Q}{VH} \right)$	$x_k^2 \left(\frac{Q}{VH} \right)^2$
1	$\frac{1}{21} = 0,048$	—1,100	15	225
2	$\frac{2}{21} = 0,096$	—0,839	22	484
3	$\frac{3}{21} = 0,143$	—0,670	27	729
4	$\frac{4}{21} = 0,190$	—0,509	29	841
5	$\frac{5}{21} = 0,238$	—0,360	35	1225
6	$\frac{6}{21} = 0,285$	—0,226	38	1444
7	$\frac{7}{21} = 0,380$	—0,091	42	1764
8	$\frac{8}{21} = 0,380$	+0,039	47	2209
9	$\frac{9}{21} = 0,428$	0,169	48	2304
10	$\frac{10}{21} = 0,475$	0,293	56	3136
11	$\frac{11}{21} = 0,523$	0,440	58	3364
12	$\frac{12}{21} = 0,570$	0,557	61	3721
13	$\frac{13}{21} = 0,618$	0,731	70	4900
14	$\frac{14}{21} = 0,666$	0,900	70	4900
15	$\frac{15}{21} = 0,714$	1,080	71	5041
16	$\frac{16}{21} = 0,762$	1,299	73	5329

k	$\frac{k}{N+1}$	$\frac{k}{21}$	y_k	$x_k \left(\frac{Q}{\sqrt{H}} \right)$	$x_k^2 \left(\frac{Q}{\sqrt{H}} \right)^2$
17	$\frac{17}{21}$	0,810	1,552	84	7 056
18	$\frac{18}{21} = 0,857$		1,870	102	10 404
19	$\frac{19}{21} = 0,904$		2,296	149	22 201
20	$\frac{20}{21}$	0,952	2,980	343	117 649
				$\Sigma 1440$	$\Sigma 198\ 926$

Расчет максимальных величин коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок для вариационного ряда показан на примере поля шахты № 15-Капитальная (табл. 22). В процессе проходки горных выработок в этом интервале произошло $N=20$ прорывов карстовых вод, характеризующихся коэффициентами дополнительной обводненности от 15 до 343. Необходимо определить максимальные значения с вероятностью $P=99,90\%$ и критические области их распространения $x_k + 3\sigma$.

Статистическую обработку данных производим в следующей последовательности:

а) коэффициенты дополнительной обводненности горных выработок располагаем в вариационный ряд от меньших значений к большим и размещаем в четвертой графе табл. 22;

б) во вторую графу табл. 22 проставляем оценки вероятностей каждой величины (x_k), рассчитанные по формуле

$$P_i = \frac{k}{N+1},$$

где k — порядковый номер x_k , N — общее количество x_k ($N=20$);

в) приравнивая $\frac{k}{N+1}$ к значениям функции $f(y)$, находим в приложении «Нормированные отклонения» y для закона первого типа распределения крайних членов вариационного ряда (Н. В. Смирнов, И. В. Дунин-Барковский «Курс теории вероятностей и математической статистики», стр. 481) значения y_k , которые проставляем в графе 3, табл. 23;

г) рассчитываем x_k^2 (графа 5, табл. 24);

д) определяем среднеарифметическое значение $x = \frac{1440}{20} = 72$;

Таблица 23

Средние значения y_k и средние квадратичные отклонения σ_N величин y_k ($k=1, 2, 3 \dots \dots, N$)

k	y_k	σ_k	k	y_k	σ_k	k	y_k	σ_k
20	0,5236	1,0628	41	0,5442	1,1436	62	0,5527	1,1770
21	0,5252	1,0695	42	0,5448	1,1458	64	0,5533	1,1793
22	0,5268	1,0755	43	0,5453	1,1480	66	0,5538	1,1814
23	0,5282	1,0812	44	0,5458	1,1499	68	0,5543	1,1834
24	0,5296	1,0865	45	0,5463	1,1519	70	0,5548	1,1854
25	0,5309	1,0915	46	0,5468	1,1538	72	0,5552	1,1873
26	0,5320	1,0961	47	0,5473	1,1557	74	0,5557	1,1890
27	0,5332	1,1004	48	0,5477	1,1574	76	0,5561	1,1906
28	0,5343	1,1047	49	0,5481	1,1590	78	0,5565	1,1923
29	0,5353	1,1086	50	0,5485	1,1607	80	0,5569	1,1938
30	0,5362	1,1124	51	0,5489	1,1623	82	0,5572	1,1953
31	0,5371	1,1159	52	0,5493	1,1638	84	0,5576	1,1967
32	0,5380	1,1193	53	0,5497	1,1653	86	0,5580	1,1980
33	0,5388	1,1226	54	0,5501	1,1667	88	0,5583	1,1994
34	0,5396	1,1255	55	0,5504	1,1681	90	0,5586	1,2007
35	0,5403	1,1285	56	0,5508	1,1696	92	0,5589	1,2020
36	0,5410	1,1313	57	0,5511	1,1708	94	0,5592	1,2032
37	0,5418	1,3339	58	0,5515	1,1721	96	0,5595	1,2044
38	0,5424	1,1363	59	0,5518	1,1734	98	0,5598	1,2055
39	0,5430	1,1388	60	0,5521	1,1747	100	0,5600	1,2065
40	0,5436	1,1413						

Таблица 24

Средние квадратичные ошибки значений N для закона распределения первого типа максимальных членов

y	$f(y)$	$\sigma(y_k) \sqrt{N}$	y	$f(y)$	$\sigma(y_k) \sqrt{N}$
-0,5	0,19230	1,2431	1,0	0,69220	1,8126
0,0	0,36788	1,3108	1,5	0,80001	2,2408
0,5	0,54524	1,5057	2,0	0,87342	2,8129

е) вычисляем среднеквадратичное отклонение,

$$S_x = \sqrt{\frac{198\,926 - \frac{(1440)^2}{20}}{20}} = 69,0;$$

ж) по табл. 23 определяем среднее значение y_N и среднее квадратичное отклонение σ_N для вариационного ряда, состоящего из 20 значений x_k , $y_{20}=0,5236$; $\sigma_{20}=1,0628$;

з) находим параметры уравнения прямой $x = \hat{q} + \frac{y}{a}$.

1) по соотношению $\frac{1}{\hat{\alpha}} = \frac{S_x}{S_N}$ определяем оценку $\frac{1}{\hat{\alpha}} = \frac{69,0}{1,0628} = 64,92$,

2) находим $\hat{q} = x - y_N \cdot \frac{1}{\hat{\alpha}} = 72 - 0,5236 \times 64,92 = 38,01$.

Отсюда уравнение аппроксимирующей прямой будет иметь вид

$$x = 64,92y + 38,01; \quad (\text{VIII, 4})$$

и) используя данные табл. 24 и уравнение (VIII, 4), строим график зависимости коэффициентов дополнительной обводненности от нормированных отклонений y (рис. 38).

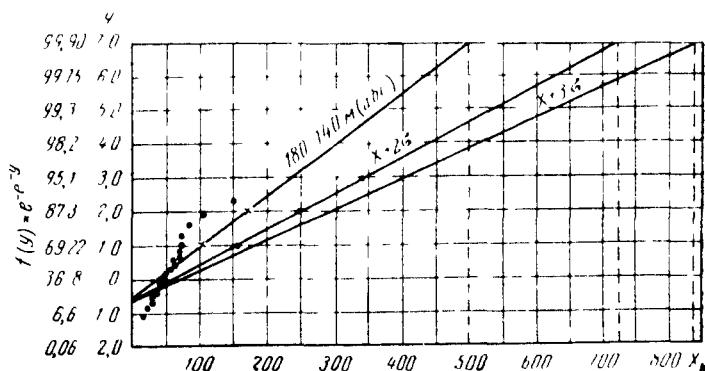


Рис. 38. График максимальных расчетных величин коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок

Точка пересечения прямой с ординатой $y=7$ соответствует вероятности $P_1(x) = f(y) = 99,90\%$, а абсцисса этой точки соответствует максимальному значению коэффициента дополнительной обводненности заданной вероятности;

к) для оценки степени согласованности эмпирической и теоретической кривых вычисляем величины средних квадратичных отклонений $\sigma(x_k)$ для x , соответствующих различным значениям σ_x ($y=0; 1; 2$), по формуле

$$\sigma_{(x_k)} = \frac{\sigma_{(y_k)} \cdot \sqrt{N}}{\hat{\alpha} \sqrt{N}}. \quad (\text{VIII, 5})$$

числитель которой величины $2\sigma_x$ и $3\sigma_x$ определяем по табл. 25.

При $y=0$ $\sigma_x = \frac{1,3108}{\sqrt{20}} \times 64,92 = 18,83$; $2\sigma = 18,83 \times 2 = 37,66$;
 $3\sigma = 56,49$.

При $y=1$ $\sigma_x = \frac{1,8126}{\sqrt{20}} \times 64,92 = 25,97$; $2\sigma = 51,94$; $3\sigma = 77,91$.

Расчетные значения параметров распределения коэффициентов

Горизонты горных работ, м	Среднее значение $k_{обв}(x)$	S_x	y_N	σ_N	$\frac{1}{n}$	g_{120}
180—140	72	69,0	52,36	1,0528	64,92	38,01
140—100	265	155,5	0,5236	1,0628	176,0	162,0
100—70	271,2	169,8			208,0	154,0
70—0	73,07	35,77	0,5436	1,1413	48,87	46,50
0—(—20)	55,76	41,60	0,5309	1,0915	38,11	35,53
—20—(—80)	34,2	20,77	0,5362	1,1124	18,67	24,19
	14,36	18,65	0,5600	1,2065	15,46	5,70
—80—(—140)	9,44	12,05	0,5332	1,1004	10,95	3,60

$$\text{При } y = 2 \quad \sigma_x = \frac{2,8129}{\sqrt{20}} \times 64,92 = 40,9; \quad 2\sigma = 81,8 \quad 3\sigma = 122,70.$$

Для точек с ординатами $y=0; 1; 2$ определяем ширину критических областей $x \pm 2\sigma$ и $x \pm 3\sigma$ и наносим их на график (см. рис. 38).

$$\begin{array}{l} y=1 \qquad \qquad \qquad y=2 \\ 102,93+3=102,93+77,91=180,84 \quad 167,85+122,7=290,55 \\ 102,93-3=102,93-77,91=25,02 \quad 167,85-122,7=45,15 \\ 102,93+2=102,93+51,94=154,87 \quad 167,85+81,8=249,65 \\ 102,93-2=102,93-51,94=50,99 \quad 167,85-81,8=86,05 \end{array}$$

Результаты расчета иллюстрируются рис. 38 и табл. 25.

Максимальные расчетные значения коэффициентов дополнительной обводненности с учетом критической области $x+3\sigma$ составили $k_{обв}=2700 \text{ м}^3/\text{ч}$, а фактические, зафиксированные за последние 27 лет эксплуатации Северо-Уральских месторождений, не превышают $800 \text{ м}^3/\text{ч}$. Однако этот факт не может служить доказательством большой завышенности расчетных данных. Прорывы карстовых вод с расходом суточной продолжительности около $2000 \text{ м}^3/\text{ч}$ при напоре $H=1$ могли произойти в практике Северо-Уральских бокситовых рудников. Например, горными выработками горизонта ± 100 м шахты 7 вскрыта система карстовых полостей объемом около 200 тыс. м^3 . Превышение свода карстовых полостей над горизонтом составляло в среднем 18—19 м, а минимальное сечение каналов, связывающих полости, приблизительно равно $0,45 \text{ м}^2$.

Следовательно, коэффициент дополнительной обводненности суточной продолжительности мог достичь $k_{обв} \cong 1940 \text{ м}^3/\text{ч}$, но этого не произошло только потому, что вода в горные выработки поступала через искусственное отверстие, площадь которого всего около $0,25 \text{ м}^2$. Отсюда можно сделать вывод, что расчетные значения коэффициентов обводненности не являются чрезмерно за-

дополнительной обводненности горных выработок СУБР по глубине

$\sigma(r_k)$			Модальные значения $k_{обв}$	Уравнение прямой	Расчетные значения $k_{обв}$		
$y = 0$	$y = 1$	$y = 2$			$P = 99,6$	$x = 2\sigma$	$x + 3\sigma$
18,83	25,97	40,9	38,01	$x = 64,92y + 38,01$	122	485	884
81,49	112,64	174,24	162	$x = 176y + 162$	1216	1410	2715
87,32	119,18	184,91	154	$x = 208y + 154$	1115	1625	2490
10,26	14,17	21,5	46,50	$x = 48,87y + 46,50$	336	384	554
9,99	13,82	21,44	35,53	$x = 38,11y + 35,53$	259	295	432
4,44		9,66	24,19	$x = 18,67y + 24,19$	137	155	225
2,03	2,8	4,35	5,70	$x = 15,46y + 5,7$	114	135	144
2,73	3,83	5,91	3,6	$x = 10,95y + 3,6$	69	81	144

вышенными, но имеют необходимый запас надежности для использования их в практических расчетах.

По рассчитанным значениям $k_{обв}$ строился график зависимости коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок от глубины (рис. 39), на котором можно выделить три характерные зоны поведения $k_{обв}$. В интервале от статического уровня подземных вод до глубины 100—130 м (+100 — +70 м) происходит быстрое увеличение всех расчетных значений коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок. В интервале глубин 130—200 м $k_{обв}$ уменьшается, и на глубине более 200 м его величина сохраняется приблизительно постоянной.

Изменения величин коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок можно установить на основе следующих данных. Из рассмотрения гидрографов водопритоков в горные выработки не следует, что на верхних горизонтах общая продолжительность поступления воды за счет второй составляющей максимальных притоков исчисляется месяцами (см. рис. 37, а, б), а на нижних горизонтах — сутками (см. рис. 37, в, г). Радиусы влияния прорывов карстовых вод в горные выработки на верхних горизонтах (интервал 180—140 м) имеют явную тенденцию к увеличению, а на нижних — к уменьшению (см. рис. 39, а).

Также распределяются по глубине удельные объемы притоков, которые сформировались за счет прорывов карстовых вод в горные выработки (см. рис. 39, б). Связь между коэффициентами закарстованности ($P\%$) (см. рис. 39, в) и коэффициентами дополнительной обводненности горных выработок прослеживается с глубины приблизительно 130 м при коэффициенте закарстованности $P < 0,4\%$.

Все это позволяет сделать следующие выводы.

Величина второй составляющей максимальных водопритоков суточной продолжительности лимитируется двумя параметрами:

а) суммарным объемом взаимосвязанных полостей, заполненных водой; б) поперечным сечением и длиной каналов, связывающих карстовые полости.

В верхней части верхней зоны нарастание коэффициентов дополнительной обводненности горных выработок определяется уве-

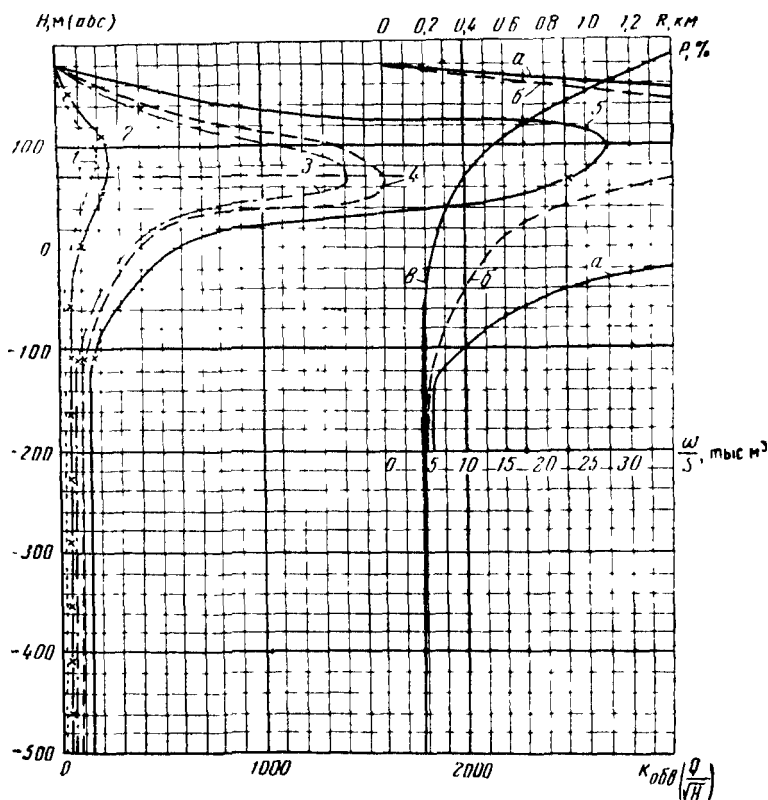


Рис. 39. Комплексный график гидрогеологических параметров, характеризующих изменения условий освоения Северо-Уральских бокситовых месторождений в зависимости от глубины

1 — модельные значения коэффициентов дополнительной обводненности ($K_{обв}$), 2 — средние значения $K_{обв}$; 3 — максимальные значения $K_{обв}$, $P=99,90\%$; 4 — максимальные значения $K_{обв}$, $X+2\sigma$; 5 — максимальные значения $K_{обв}$, $X+3\sigma$; а — максимальные значения радиусов влияния прорывов карстовых вод в горные выработки (R , км); б — максимальные значения удельных объемов воды ($\frac{W}{S}$), поступившей в горные выработки в результате прорывов; б — коэффициенты открытой закарстованности (P , %).

личением объема карстовых полостей за счет интенсивного расширения площади, на которой сказывается влияние прорывов карстовых вод.

В нижней части верхней и средней зоны основным параметром, ограничивающим расход прорывов карстовых вод в горные

выработки, является поперечное сечение каналов. Поэтому целесообразно определить их оптимальные размеры, ограничивающие максимальную производительность прорывов карстовых вод суточной продолжительности. Из формулы (VIII, 3) следует, что поперечное сечение каналов, которое необходимо для обеспечения максимального водопритока суточной продолжительности, составляет $W \cong 0,31 \text{ м}^2$, а максимальный диаметр каналов круглого сечения $d \cong 0,64 \text{ м}$. Статистическая обработка материалов, характеризующих размеры и распространение карстовых полостей в известняковом массиве, показывает, что их количество с глубиной уменьшается, а диаметры остаются приблизительно постоянными. Отсюда можно предположить, что с глубиной сечение каналов, осуществляющих гидравлическую связь между карстовыми полостями, также не изменится, но произойдет уменьшение объема взаимосвязанных систем карстовых полостей. Значит в нижней зоне основным параметром, лимитирующим величину максимального водопритока, является объем системы взаимосвязанных карстовых полостей. Поэтому при расположении горных выработок в нижней зоне карстового массива имеется возможность при помощи расчетных значений коэффициентов дополнительной обводненности определить максимальные водопритоки, формирующиеся при прорывах карстовых вод, не только суточной, но и любой другой продолжительности.

Тот факт, что в средней и нижней зонах величина коэффициента обводненности определяется закарстованностью пород и не зависит от глубины расположения горных выработок, позволяет интерполировать значения коэффициентов обводненности на глубину. Интересно отметить, что уменьшение коэффициентов дополнительной обводненности на других шахтных полях СУБР происходит на различной глубине, а также связано с уменьшением коэффициентов закарстованности до $P < 0,4\%$. Это подтверждает объективный характер коэффициентов открытой закарстованности как наиболее важного критерия для оценки максимальных водопритоков и позволяет использовать их при прогнозировании расхода прорывов карстовых вод на рудных полях, еще не вскрытых горными выработками.

Глава IX

ТРЕБОВАНИЯ К ИЗУЧЕНИЮ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ВОДОЗАБОРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Направления и задачи изучения гидрогеологических условий для оценки водопритоков в систему горных выработок и производительности водозаборов подземных вод зависят не только от

гидрогеологической обстановки, но и от методов прогноза. Например, если в основу оценок намечено положить балансовый метод, то существенное место занимают гидрологические и гидрометеорологические работы для оценки питания и стока подземных вод в изучаемом районе. Собственно гидрогеологические работы предназначаются в основном для выяснения глубины залегания уровня подземных вод, мощности водоносной толщи, зон повышенной проницаемости пород и т. д. При этом изучение фильтрационных свойств водоносных пород приобретает вспомогательное значение.

Когда в основу прогноза намечается положить гидравлический метод, то наибольшее значение приобретают результаты опытной групповой откачки, данные которой должны быть экстраполированы на более значительные понижения уровня, чем при откачке. При этом важно выяснить характер изменения водопроницаемости пород с глубиной и положение пород, которые практически могут рассматриваться как водонепроницаемые. Определенное значение имеют результаты наблюдений за развитием депрессии в процессе водопонижения по данным системы наблюдательных скважин. Важно также иметь представление о граничных условиях потока подземных вод.

Для обоснования метода аналогии требуется дополнительный объем гидрогеологических работ. Назначение их состоит в том, чтобы оценить возможность использования расчетных параметров, полученных на объекте эксплуатации, для другого участка. Принимая во внимание, что объемы работ на новых участках являются весьма ограниченными в сравнении с тем, что требуется для полноценного обоснования расчетных параметров, метод аналогии может дать заметные погрешности и с его помощью может быть получен лишь общий порядок цифр. В условиях, когда для прогнозов намечено применение аналитических методов (типové схемы вида а, см. главу II), объемы работ, необходимые для сколько-нибудь обоснованной оценки гидрогеологических параметров, оказываются достаточно большими, находящимися за пределами экономической целесообразности. Кроме того, дополнительные работы требуются для характеристики условий на границах потока, а также для выяснения гидравлической связи подземных вод с реками и другими поверхностными водотоками.

Из изложенного ясно, что применение для прогнозных расчетов аналитических методов в условиях трещиноватых и закарстованных пород обычно оказывается малоперспективным.

Использование методов моделирования для этих целей требует специфического подхода к гидрогеологическим работам.

Прежде чем приступить к моделированию гидрогеологических условий, сложившихся в массивах трещиноватых и закарстованных пород, необходимо изучить, существует ли гидравлическое единство рассматриваемого потока подземных вод как по площади, так и на глубину; поверхность грунтовых вод на изучаемой

территории, являющуюся функцией их питания и проводимости пород; режим подземных вод и характер их связи с поверхностными водотоками и водоемами; источники и величину питания и дренирования подземных вод, а также условия их разгрузки; фильтрационные свойства пород на отдельных участках карстового массива в увязке с его тектонической структурой; изменение водопроницаемости пород с глубиной и глубину подошвы практически непроницаемых пород.

Возможная степень изученности поставленных вопросов и объем информации, которая может быть получена для обоснования моделирования, будет существенно различаться на стадии разведки и в процессе разработки месторождений, приуроченных к карстовым массивам. Направление и характер гидрогеологического изучения района в определенной мере будут зависеть и от рассматриваемого типа гидрогеологических условий.

С усложнением гидрогеологических условий объем требуемой информации может настолько увеличиться, что получение необходимых данных в процессе разведочных работ может оказаться экономически нецелесообразным. В таких условиях на стадии разведки могут быть даны весьма ориентировочные прогнозы с погрешностью в сторону завышения общих водопритоков в горные выработки и занижением производительности водозаборов. В процессе освоения месторождения и строительства водозабора при наличии достаточно мощного отбора подземных вод и режимных наблюдений прогнозы последовательно уточняются.

Далее рассмотрим пути и методы решения отдельных из поставленных вопросов для обоснования моделирования.

Решение вопроса о гидравлическом единстве потока подземных вод может быть осуществлено более надежно в условиях разработки месторождения и первого периода эксплуатации водозабора. Весьма приближенно этот вопрос может быть решен по данным разведочных работ. При достаточно мощном отборе воды из горных выработок или водозаборных устройств и организации наблюдений за развитием депрессии во времени, по площади и на глубину, можно составить определенное суждение о том, насколько изучаемый водоносный горизонт является единой гидравлической системой. Следует иметь в виду, что карстовые процессы могут развиваться на глубину в виде этажной системы. В связи с этим при создании сети режимных наблюдений в соответствующих условиях необходимо сооружать этажные пьезометры таким образом, чтобы наблюдения за уровнями воды проводились на разных глубинах. Местоположение этих пьезометров по глубине должно определяться в зависимости от строения карстового массива, изучаемого в процессе бурения и по данным расходомерии, резистивиметрии, зональных откачек с выявлением положения уровня воды в разных зонах по вертикали.

Наличие зонального карста существенно усложняет интерпретацию материалов, получаемых в процессе его изучения, и тре-

бует значительного увеличения объема информации, необходимого при обосновании расчетной схемы для моделирования.

Формирование более или менее широкой депрессионной воронки в процессе водоотбора является достаточным показателем гидравлического единства потока подземных вод. Но следует иметь в виду, что с течением времени при существенном развитии депрессии на отдельных участках потока могут образоваться разрывы его сплошности, обусловленные зонами тектонических нарушений и карста, обладающих высокой водопроницаемостью, неровностью рельефа подошвы водоносного пласта или наличием затопленных барьеров практически непроницаемых пород. Опыт моделирования на отдельных объектах развития трещинно-карстовых пород показывает, что приближенное моделирование этих явлений представляется возможным.

При разведке месторождений вопрос о гидравлическом единстве потока трещинно-карстовых вод может решаться с учетом как косвенных данных, так и непосредственных определений. К последним относится анализ формирования депрессионной воронки в процессе достаточно длительных групповых откачек, а также наблюдения за развитием подпора грунтовых вод в период паводка и спадом их уровня. Однако необходимо отметить, что изменение уровня подземных вод в период паводка часто сопровождается одновременным повышением их уровня под влиянием инфильтрации атмосферных осадков. Указанное явление может затруднить изучение процесса развития депрессии подземных вод. При этом получение однозначного результата возможно лишь при наличии существенного смещения во времени между наибольшей интенсивностью паводка и инфильтрации атмосферных осадков.

Приближенная оценка гидравлических особенностей трещинно-карстового массива водоносных пород может быть дана по данным групповой откачки из верхней или нижней части водоносной толщи пород и наблюдений за изменением уровня воды в отдельных этажных зонах по кустам пьезометров, т. е. по данным рядом расположенных пьезометров на разные водоносные слои. До устройства кустовых пьезометров массив водоносных пород должен быть изучен с помощью бурения расходометрических, резистивиметрических и других исследований.

К косвенным данным следует отнести особенности трещиноватости пород. Обычно верхняя часть разреза характеризуется широко развитой относительно повышенной трещиноватостью и проницаемостью пород. Этим обеспечивается достаточно хорошая гидравлическая связь между отдельными крупными карстовыми или тектоническими зонами, имеющими широкое площадное развитие.

Некоторым показателем наличия разрывов в потоке подземных вод могут явиться выявленные в процессе разведки существенные изменения на коротких расстояниях в положении поверхности грунтовых вод. Если эти перепады уровня воды имеют локальный характер, то такого рода разрывы сплошности потока

могут мало сказаться на общем характере фильтрационного потока. Разрывы сплошности потока могут наблюдаться не только при наличии зон тектонических нарушений, не имеющих между собой гидравлической связи, но и в условиях, когда уклон подошвы трещиноватых и закарстованных пород существенно больше в сравнении с гидравлическим уклоном потока, обусловленным величиной его питания и водопроницаемостью пород. Если образующийся в таких условиях разрыв сплошности потока развит на участке, соизмеримом с размерами изучаемой территории, то такой разрыв должен сказаться и на региональной характеристике потока. Сравнительно небольшие разрывы в потоке должны иметь местное значение.

В процессе разведочных работ важно учитывать, что в верхней части массива трещинно-карстовых пород могут быть встречены подвешенные карстовые воды, образующиеся вследствие значительной неоднородности закарстованных пород и наличия в них местных водоупоров. В связи с этим гидрогеологические и наблюдаемые скважины должны заглубляться ниже поверхности грунтовых вод на несколько десятков метров. При условии, если на большей части карстового массива гидравлическая связь между отдельными участками потока практически отсутствует, т. е. сплошность потока нарушена регионально, то в таких случаях моделирование и прогнозы этим методом малоперспективны. В данных условиях задача может быть сведена к моделированию отдельных изолированных между собой потоков. Но по сравнению с гидравлически единым потоком подземных вод объем информации, необходимой для рассмотрения локальных потоков, существенно возрастает и методы моделирования в таких условиях могут оказаться экономически нерациональными. Более приемлемыми в таких случаях должны оказаться гидравлические методы, основанные на данных более или менее мощных групповых откачек.

Важным материалом для моделирования являются карты гидроизогипс изучаемого района. Гидрогеологические работы для построения карт гидроизогипс должны производиться так, чтобы выделить водоразделы грунтовых вод, положение уровней воды в долинах и под руслом рек, в крупных тектонических и карстовых зонах и т. д. При этом гидрогеологические скважины, как уже отмечалось выше, должны заглубляться под поверхность грунтовых вод не менее чем на несколько десятков метров. В долинах рек и водотоков должны закладываться поперечники скважин на характерных геоморфологических участках. Так как большое значение имеет изучение связи подземных вод с поверхностными водотоками, поперечники оборудуются таким образом, чтобы получить возможность оценить характер взаимосвязи водоносного горизонта с реками. С этой целью скважины располагаются в пределах коренного склона, на террасах, имея пьезометры как в коренных породах, так и в аллювиальных отложениях и, наконец,

в непосредственной близости от реки, где пьезометры должны располагаться во всех основных разностях пород, включая и коренные породы. Эти поперечники сохраняются для осуществления в дальнейшем наблюдений за режимом подземных вод.

При изучении поверхности грунтовых вод в карстовом массиве существенное место занимают наблюдения за понижением уровня грунтовых вод в районе крупных зон разломов, которые в одних случаях интенсивно раскарстованы и характеризуются существенно повышенной проницаемостью пород, а в других, когда они закольматированы глинистыми продуктами перетирания пород, эти зоны служат практически водонепроницаемыми экранами. Те и другие представляют существенный интерес, но наибольшее значение имеют зоны высокой обводненности, встреча которых горными выработками обычно приводит к прорывам подземных вод. К такого рода зонам часто привязываются водозаборные скважины.

Характер поверхности грунтовых вод в районах с широким развитием тектонических зон выясняется серией поперечников скважин, располагающихся по обе стороны от этих зон и в непосредственной близости от них. При этом важно, чтобы хотя бы одна скважина поперечника вскрыла тектоническую зону. Следует отметить, что в зонах относительно высокой проницаемости поверхность грунтовых вод занимает более низкое положение по сравнению с прилегающими к ней площадями. Вблизи экранирующих зон формируется перепад напоров, обусловленный подпором грунтовых вод в направлении, обратном потоку. Как уже отмечалось, сюда могут быть приурочены разрывы в потоке подземных вод.

При построении карты гидроизогипс в районах месторождений, относящихся к типам I и II, необходимо охарактеризовать наблюдениями основные геоморфологические элементы рельефа дневной поверхности (склоны долин, водораздельные площади, области развития карстовых воронок, территории, где покровные образования отсутствуют или являются маломощными и инфильтрация атмосферных осадков в этих местах является повышенной).

Следует иметь в виду, что построение поверхности грунтовых вод по данным скважин всегда характеризуется большей или меньшей схематизацией действительных условий. Известная целенаправленность и рациональная детализация в осуществлении этих работ может быть достигнута путем применения геофизики, которая дает возможность изучить поверхность грунтовых вод в значительно большем числе точек, чем скважинами. Однако при этом точность определения положения уровня воды в отдельных точках значительно меньшая, чем при определении по скважинам. Этот недостаток в значительной мере компенсируется сравнительным обилием информации.

Учитывая сказанное, целесообразно проведение геофизических работ осуществлять в два этапа. На первом этапе поверхность грунтовых вод изучается на всей площади с применением той или иной сетки или системы поперечников геофизических точек. Это может позволить повысить обоснованность бурения скважин для построения поверхности грунтовых вод. На втором этапе могут потребоваться детальные геофизические работы на отдельных участках в целях уточнения более или менее существенных изменений в поверхности грунтовых вод, выявленных скважинами в сочетании с геофизикой. Благодаря детальным геофизическим работам объем дополнительного бурения может быть сведен к минимуму.

Построение карты гидроизогипс при разведке месторождения обычно осуществляется по данным ограниченного числа скважин, причем детальность карты должна быть больше на участках расположения намечаемых водозаборов и площадей разработки первой очереди, в соответствии с обычно составляемым в таких условиях технико-экономическим докладом (ТЭД), а также на участках намечаемого расположения водозаборов подземных вод. С удалением от участков водоотбора влияние местной неоднородности массива на величину притока воды в дренажные и горные выработки сглаживается, причем здесь значение имеют средние показатели водопроводимости карстовых пород и карта гидроизогипс может быть построена по данным сравнительно небольшого числа скважин, т. е. на картах территорий, удаленных от участков намечаемого расположения водозаборов и первоочередных работ, могут быть отображены лишь достаточно крупные изменения на поверхности грунтовых вод.

В процессе эксплуатации месторождений и водозаборов поверхность грунтовых вод претерпевает существенные изменения. В связи с этим карта гидроизогипс должна непрерывно уточняться с учетом характера изменения уровня воды в скважинах наблюдательной сети и особенностей тектоники района работ. Наиболее существенные изменения претерпевает динамическая поверхность грунтовых вод при подходе дренажными и горными выработками к крупным и сильно обводненным карстовым и тектоническим зонам, когда это сопровождается резким увеличением водоотбора. Как было показано выше, уточнение поверхности грунтовых вод в процессе эксплуатации месторождения позволяет путем последовательного моделирования получить необходимые дополнительные данные о фильтрационных свойствах карстового массива, что важно для своевременного и рационального развития мероприятий по борьбе с подземными водами. В случаях, когда разведочные работы показали наличие этажного карста, карты гидроизогипс должны быть построены для отдельных этажей. В этих условиях задачи разведочных работ и моделирования существенно усложняются, так как для моделирования требуется

изучить условия гидравлической связи между отдельными этажами по данным достаточно мощных групповых откачек.

Режим подземных вод и характер их связи с поверхностными водотоками и водоемами имеет большое значение для относительной характеристики изменения питания грунтовых вод по площади изучаемого района.

Определение инфильтрации атмосферных осадков на площади изучаемого региона имеет особое значение для территорий, относящихся к типам I и II. Для гидрогеологических условий типа III питание подземных вод в процессе разработок и эксплуатации водозаборов может осуществляться в районе речных долин и на границах потока. Но если можно считать, что в процессе эксплуатации месторождения пьезометрическая поверхность не достигает границ потока (виды $I_{1в}$, $I_{2в}$), то при наличии карты гидроизопьез до начала эксплуатации месторождения моделирование может осуществляться без учета питания подземных вод со стороны этой границы. Учет питания подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и со стороны границ потока, как правило, необходим для месторождений типов I и II.

Непосредственное определение инфильтрации атмосферных осадков по данным режимных наблюдений в естественных условиях сопряжено с определенными трудностями, так как изменение уровня грунтовых вод является функцией проводимости массива (km), водоотдачи пород (μ) и величины инфильтрации атмосферных осадков (W). Таким образом для определения W необходимо иметь карты km и μ изучаемого массива. Но при построении карты km для крупного региона необходимо, как это показано выше, иметь данные о среднемноголетнем питании подземных вод. Таким образом в период разведки месторождения сведения о режиме подземных вод имеют значение в основном для характеристики степени неравномерности питания грунтовых вод в течение года.

В долинах рек результаты наблюдений за режимом подземных вод используются для оценки гидравлического сопротивления подрусловых аллювиальных отложений с применением или аналитических методов расчета, или же метода моделирования. Наряду с этим необходимо также детальное изучение литологического разреза подрусловых отложений и пород, отделяющих их от рассматриваемого водоносного горизонта, и выполнение в них небольшого объема опытно-фильтрационных работ с тем, чтобы получить непосредственную характеристику этих отложений.

В период разведки месторождения основное количество скважин, предназначенное для построения карты гидроизогипс, целесообразно, как уже отмечалось, использовать для наблюдения за режимом подземных вод и желательно, чтобы они в значительной мере были сохранены и на период освоения месторождения. Результаты изучения режима подземных вод в период эксплуатации месторождения, т. е. в условиях достаточно мощного водоот-

лива, имеют особое значение, так как по данным режимных наблюдений требуется выбрать период, когда поток приобретает квазистационарный характер. Этот период используется для построения карт водопроницаемости пород карстового массива при решении обратных задач. Критерием для суждения о том, что поток близок к квазистационарному состоянию, служит небольшое различие в скорости снижения поверхности потока подземных вод в различных его частях в сравнении со средней скоростью снижения свободной или пьезометрической поверхностью потока.

Выше было показано, что в условиях, когда влияние осушительных мероприятий сказывается на значительной части расматриваемого карстового массива, необходимо при моделировании гидрогеологических условий учитывать питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, питания из рек и особенностей дренажа подземных вод. Очевидно, эти вопросы имеют первостепенное значение для месторождений типов I и II.

В период разведки эти вопросы могут быть освещены лишь в самом первом приближении. Более обоснованно они решаются в процессе эксплуатации месторождения и в основном в первый период его освоения. Уже на самых начальных этапах разведки месторождения должны быть организованы гидрологические работы, включающие в себя наблюдения за уровнем режимом и расходами рек. По этим данным определяется модуль подземного стока, характеризующий инфильтрацию атмосферных осадков. Так можно определить питание подземных вод для отдельных речных бассейнов изучаемого района.

Следует отметить, что на достаточно крупных реках, где обычная точность измерения разности расходов реки на гидрологических створах (около 5%) соизмерима с величиной разгрузки или питания подземных вод на участке между створами, необходимо обеспечить достаточную точность измерения расходов реки и избрать надлежащее расстояние между створами. В таких условиях частота измерения скорости потока как по створу, так и по глубине должна быть увеличена по сравнению с обычными условиями. В качестве вспомогательного метода оценки питания подземных вод может быть приближенно осуществлена или по аналогии с другими карстовыми районами, где питание грунтовых вод определялось, или на основании специальных исследований по методике, разработанной и с успехом примененной на СУБР И. И. Плотниковым (см. главу III).

При моделировании взаимосвязи поверхностных водотоков с подземными водами по материалам разведочных работ могут быть использованы данные о фильтрационных свойствах русловых и аллювиальных отложений, а также результаты определения гидравлического сопротивления русел рек по материалам режимных наблюдений.

Рекомендуется также учитывать особенности дренирования трещинно-карстовых массивов источниками. В процессе осушения

участков разработок производительность источника должна уменьшаться, но для учета этого явления требуется знать его гидравлическое сопротивление. Оценка этого параметра может быть получена на модели по данным откачки из скважины, заложенной вблизи источника, учитывая уменьшение его производительности.

Работы по изучению питания подземных вод должны систематически проводиться и в процессе эксплуатации месторождения, причем в этих условиях приобретает особое значение питание подземных вод со стороны поверхностных водотоков. Оценка этого фактора может быть осуществлена путем сочетания гидрологических работ с режимными наблюдениями вблизи речных русел и долин.

При изучении особенностей питания подземных вод в многолетнем разрезе по данным режимных наблюдений за уровнями грунтовых вод, расходами родников и расходами рек мы сталкиваемся с необходимостью учета малой продолжительности режимных наблюдений. Наиболее продолжительными являются наблюдения за атмосферными осадками, которые на опорных метеостанциях характеризуются десятками лет. Непосредственно на участках разведочных работ эти наблюдения ведутся лишь в течение нескольких лет. Поэтому первая задача, которая обычно возникает, состоит в увязке данных об относительно кратковременных наблюдениях за атмосферными осадками на рассматриваемом участке с результатами наблюдений, характеризующихся длинным рядом на опорных метеостанциях. Для этой цели могут быть использованы методы корреляции имеющихся данных по разным пунктам наблюдений, находящихся в сходных условиях (Чеботарев, 1962).

Далее необходимо увязать между собой данные об атмосферных осадках с результатами наблюдений за уровнями подземных вод, расходами источников, расходами рек и т. п. Для этого целесообразно применение методов корреляции с последующей оценкой допустимости их использования. Обработанные таким образом материалы могут быть учтены в дальнейшем при моделировании гидрогеологических условий с учетом переменного питания подземных вод как в течение отдельных лет, так и в многолетнем разрезе.

Для получения на опорных участках достаточно надежных характеристик фильтрационных свойств пород необходимо в отдельных местах карстового массива осуществить кустовые или групповые откачки из скважин с организацией наблюдений за развитием депрессионной воронки. Такие данные необходимы для обоснования построения карт водопроводимости пород карстового массива при решении обратных задач на базе карт гидроизогипс в естественных условиях, а также для получения данных о водоотдаче пород карстового массива в зоне их осушения в процессе групповой откачки.

Изучение изменения водопроницаемости пород с глубиной является необходимым в связи с тем, что в процессе осушения водоносного пласта происходит уменьшение мощности и соответственно водопроводимости пород в зоне депрессионной воронки. Это обстоятельство должно учитываться в процессе моделирования и особенно для месторождений I и II типов.

Характеристика изменения проницаемости пород с глубиной в скважинах может быть получена по данным зональных откачек, расходомерии и резистивиметрии в комплексе. В процессе разведки приходится ограничиваться сравнительно небольшим объемом информации для получения количественных показателей с целью обоснования закономерностей изменения проницаемости пород с глубиной. Но в процессе разведки месторождения следует определить глубину практического затухания трещиноватости пород, т. е. примерное положение подошвы грунтового потока. Эти данные особенно важны и они должны быть получены с наибольшим обоснованием на участках первой очереди разработки месторождения, так как глубиной подошвы водоносной толщи определяется практически возможная величина понижения уровня воды на данном участке, т. е. максимальная величина притока воды в намечаемые здесь горные выработки.

В процессе эксплуатации месторождения должны быть накоплены материалы наблюдений за изменением водопроводящих свойств пород с глубиной, что важно для дальнейшего уточнения прогнозов.

Заключение

В результате выполненных исследований разработана и усовершенствована методика прогноза общих водопритоков в систему горных выработок и методика определения производительности водозаборов подземных вод в областях развития трещиноватых и закарстованных пород. На основе проведенных исследований предложена методика комплексного изучения месторождений в процессе их разведки для решения задач прогноза. Для рассматриваемых условий был обобщен большой материал многолетних режимных наблюдений на ряде сложных месторождений, что дало возможность выявить некоторые закономерности, а также апробировать предлагаемую методику прогноза с применением моделирования и вероятностно-статистических методов для таких особо сложных условий, которые были встречены на месторождениях СУБР, Миргалимская и др.

Теоретический анализ влияния нарушения линейного закона фильтрации на результаты моделирования и расчета притока воды в горные выработки и производительности водозаборов показал, что для линейных потоков, встречаемых горными выработками в вытянутых трещиноватых зонах, погрешность в результате пренебрежения нарушением линейного закона фильтрации да-

же при весьма крупных отборах воды составляет 20—65%. Принимая во внимание, что эта погрешность имеет локальный характер, роль ее на фоне существенной неоднородности пород невелика и ею вполне можно пренебречь при определении водопроницаемости пород в процессе решения инверсных задач.

Для радиального потока в трещиноватых и закарстованных породах указанные погрешности заметно меньше и исчисляются лишь несколькими десятками процентов.

Все это создает благоприятную почву для широкого внедрения в практику методов моделирования для гидрогеологических прогнозов на трещинно-карстовых массивах водоносных пород.

Обычно недостающая для этих целей геологическая и гидрогеологическая информация должна дополняться значительным использованием геофизических методов исследований как путем постановки работ на поверхности земли, так и в скважинах.

Дальнейшие исследования целесообразно направить на более глубокое изучение трещинно-карстовых массивов с применением комплекса полевых, лабораторных и экспериментальных работ, в том числе и моделирования. Это позволит выявить закономерности изменения фильтрационных свойств пород и питания подземных вод в типовых условиях, основываясь на генезисе этих сложных природных явлений.

Список литературы

- Абрамов С К, Скиргелло О Б Способы, системы и расчеты осушения шахтных полей М, «Недра», 1968, 255 с
- Абдулвагабов А И О пределе применимости линейного закона фильтрации — «Азиатское нефтяное хозяйство», № 9, 1960, с 9—12
- Атаев А Я, Миловидов Е Д, Завьялов П К и др Геологическое строение Североуральских бокситовых месторождений и гидрогеологические условия их освоения — «Горный журнал», 1959 № 12, с 6—13
- Бабушкин В Д, Лебедеванская З П, Жебрак В А Прогноз общего водопритока в горные выработки с применением моделирования «Экспресс информация», № 15, 1970 (ВИЭМС), 11 с
- Бабушкин В Д, Предко А Г Методика прогноза общего водопритока в шахту в условиях наклонного залегания пород 1969 (ВСЕГИНГЕО), 43 с
- Бан А Определение времени запаздывания восстановления в трещиноватой среде — «Изв АН СССР Сер Механ и машиностр», 1961, № 4, с 38—42
- Бан А и др Влияние свойств горных пород на движение в них жидкости М, Гостоптехиздат 1962, 275 с
- Бан А К задаче об определении времени запаздывания при восстановлении давления в трещиноватом пласте «Прикладная математика и теоретическая физика», 1962, № 2, с 81—84
- Баренблатт Г И, Желтов Ю П, Кочина И Н Об основных представлениях теорий фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах «Прикладная математика и механика» Т 24, вып 5, 1960, с 852—854
- Баренблатт Г И, Желтов Ю П Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах — «Докл АН СССР», т 132, № 3, 1960, с 545—548.
- Белякова В К Неустановившийся приток грунтовых вод к скважинам «Прикладная математика и механика», т 20, вып 1, 1956, с 109—115
- Боревский Л В Определение расчетных параметров водоносных горизонтов зоны выветривания. «Разведка и охрана недр», 1963, № 3, 4 с
- Бочевер Ф М Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод М, «Недра», 1968, 325 с
- Буданов Н Д Гидрогеология Урала М, «Наука», 1969, 304 с
- Бузинов С Н, Умрихин И Д Исследование пластов и скважин при упругом режиме фильтрации М, «Недра», 1964, 272 с
- Вентцель Е С Теория вероятностей М, Физматгиз, 1962, 564 с
- Веригин Н Н Методы определения фильтрационных свойств горных пород М, Госстройиздат, 1962, 180 с
- Вистелиус А Б Теоретические предпосылки стохастических моделей и их проверка в конкретных геологических условиях В кн «Математические методы в геологии» М, «Наука», 1968, 172 с
- Волинский Б А, Бухман В Е Модели для решения краевых задач М, Физматгиз, 451 с
- Гавич И К Некоторые вопросы неустановившейся фильтрации в анизотропных пластах «Тр координационного совещания по гидротехнике», вып XXV, М, «Энергия» 1966, с 263—275

Галицкий В В Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан) «Тр Ин-та геол наук КазССР» Алма Ата, «Наука», 1967, с 44—47

Гвоздецкий Н А Карст Изд 2е М, Географгиз, 1954, 352 с
Гершанович И М Расходомертия одиночных гидрогеологических скважин для послойного определения гидрогеологических характеристик «Разведка и охрана недр», 1966, № 9, с 53—56

Гринбаум И И Геофизические методы определения фильтрационных свойств пород М, «Недра», 1965, с 188

Громов В К, Петрова Р К Трециноватость палеозойских пород Восточной Башкирии В кн «Исследования трещиноватых горных пород и их коллекторских свойств» М Гостоптехиздат, 1961 (Тр ВНИГРИ, вып 165), с 56—88

Дружбинин Н И Изучение региональных потоков подземных вод методом электрогидродинамических аналогий М «Недра», 1966, 336 с

Еремин М А Установление связи между среднегодовым поверхностным и шахтным стоком — «Горный журнал», 1966, № 12, с 32—37

Ермолина Н М, Горбанин В П, Боярских Е В Способы борьбы с подземными водами на Миргалымсанском месторождении «Горный журнал», 1962, № 3, с 9—12

Жеваго В С Гидрогеологические исследования в Центральном Каратау и перспективы использования подземных вод — В кн «Водные ресурсы Казахстана» Алма Ата Изд во АН КазССР 1957

Желтов Ю П О движении однородной жидкости в деформируемых трещиноватых породах с чистой трещинной пористостью «Прикладная математика и теоретическая физика» 1966, № 6 с 187—189

Желтов Ю П, Кутляров В С Определение параметров пласта с двойной пористостью по наблюдениям нестационарной фильтрации В кн «Гидродинамические исследования пластов и скважин» Баку, Аз АНТИ, 1967, с 37—40

Изучение гидрогеологических и инженерно геологических условий при разведке и освоении месторождений твердых полезных ископаемых М, «Недра», 1969, с 304 Авт В Д Бабушкин, Д И Пересушко, С П Прохоров, Г Г Скворцов

Кашковский Г Н Особенности гидрогеологических условий эксплуатации и исследований на Миргалымсанском месторождении, вып 18, 1969 (ВСЕГИНГЕО), 16 с

Кашковский Г Н, Бабушкин В Д, Леви Л З, Сидорова В Г Прогноз среднего и максимального водопритоков в горные выработки Миргалымсайского месторождения с применением моделирования и статистических методов «Экспресс информация ВИЭМС», 1970 № 20, 10 с

Кирицер В Г Применение математической статистики для прогнозирования притоков воды в шахты «Разведка и охрана недр», 1967, № 9, с 45—49

Коженикова В Н Режим трещинно карстовых вод на примере средней части долины р Ан (Юж Урал) «Вест МГУ Сер геол», 1965, № 1, с 54—61

Коженикова В Н, Огильви А А Опыт комплексных геофизических и гидрогеологических исследований на ЮУБР «Тезисы докладов Отд геол», т 39, вып 2, 1964 с 150—151

Коллинз Р Течение жидкостей через пористые материалы Перевод с английского М, «Мир», 1964, 350 с

Колодяжная А А, Сунцов М А Формирование подземных вод района Североуральских месторождений М, Изд-во АН СССР, 1961, 144 с

Коноплянец А А Определение водопроводности массивов трещинно карстовых пород М, Госгеолтехиздат, 1962, 5 с

Королев А В Методы мелкой трещиноватости горных пород «Тр Ин-та АН УзССР» Ташкент, 1951, с 66—193

Котяхов Ф И и др Анализ кернов нефтяных месторождений М, Гостоптехиздат, 1948 131 с

Котяхов Ф И Приближенный метод определения запасов нефти в трещиноватых породах — «Нефтяное хозяйство», т 34, 1956, № 4, 40—46 с.

Лебедянская З П Пересунько Д И Изучение режима карстовых вод при разработке месторождений полезных ископаемых В кн «Методические рекомендации при изучении режима поверхностных и подземных вод в карстовых районах СССР Л, ГИИ 1967, 150 с

Левин Л З Прогноз максимальных водопритоков в рудник в трещинно-карстовых породах с применением гидролого статистических методов (на примере Миргалмсайского месторождения) — «Информ сообщ Сер инж геол и гидрогеол» ОНТИ ВИЭМС, 1969, № 12, 21 с

Ломизе Г М Фильтрация в трещиноватых породах М, Госэнергоиздат, 1951, 127 с

Лыков А В Теория теплопроводности М, Высшая школа, 1967, 599 с

Лыкошин А Г Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях — «Информационное сообщение по обмену техническим опытом изысканий», сб 2, № 3/90, МОСГИДЕП, 1955, 67 с

Максимович Г А Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей В кн «Методика изучения карста», вып 8, Пермь, 1963, 84 с

Маскет Течение однородных жидкостей в пористой среде М, Гостоптех издат, 1949, 628 с

Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа Под ред проф Е М Сметова М, «Недра», 1969, Тр ВНИГРИ, 129 с

Методические рекомендации по изучению режима поверхностных и подземных вод в карстовых районах СССР Л, ГИИ, 1967, 127 с

Методы расчета общего притока воды в шахты угольных месторождений М, «Недра», 1964, 124 с Авт В Д Бабушкин, С П Прохоров, Ф И Лосев, А Г Предко

Нейштадт Л И Методы инженерно геологического изучения трещиноватости горных пород М, «Энергия», 1969, 248 с

Огильви А А Геоэлектрические методы изучения карста Изд во МГУ, 1957, 161 с

Огильви А А Изучение условий обводнения месторождений в карстовых районах Урала с помощью геофизических методов — «Разведка и охрана недр», 1962, № 11, с 33—40

Огильви Н А, Федорович Д И Электротитический метод определения скорости фильтрации подземных вод и условия его практической применимости М, «Недра», 1964, 43 с

Основы гидрогеологических расчетов М, «Недра» 1965, 405 с Авт Ф М Бочевсер, И В Гармонов, В М Шестаков, А В Лебедев

Переводы статей по вопросам движения воды в закарстованных породах и определению водопритоков в горные выработки шахт Под редакцией З П Лебедянской Вып 9, 1969 (ВСЕГИНГЕО), 53 с

Пилатовский В П Основы гидромеханики тонкого пласта М, «Недра», 1966, 317 с

Писарский Б И, Шерман С И Параметры трещиноватости и их значение при гидрогеологических исследованиях «Материалы конференции СО АН СССР» Иркутск 1963, 10 с

Плотников И И Основные мероприятия по уменьшению неравномерности притока воды в шахты Североуральских бокситовых месторождений в сложных условиях М, «Недра», 1964, 25 с

Плотников Н А Новый метод определения коэффициента водоотдачи водоносных пород (способ откачек) «Гидротехника и мелиорация», № 2, 1955, с 43—47

Плотников Н И, Сыроватко М В, Щеголев Д И Подземные воды рудных месторождений М, Металлургиздат, 1957, 614 с

Полубаринова-Кочина П Я Теория движения грунтовых вод М, Гидрометеониздат, 1952, 676 с

Протодаконов М М Методы оценки трещиноватости и прочности горных пород в массиве ИГД им Скопинского, 1964, 32 с

Рац М В Неоднородность грунтовых пород и их физических свойств М, «Наука», 1968, 107 с

Ромм Е. С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М., «Недра», 1966, 283 с.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. «Тр. Горногол. ин-та АН СССР». Вып. 21. М., Изд-во АН СССР, 1954, 154 с.

Самсонов Б. Г. Об определении расчетных гидрогеологических параметров на основе совокупности частных значений.— «Разведка и охрана недр», 1969, № 2, с. 48—53.

Серый П. А. Методика прогнозирования притоков воды в горные выработки и меры борьбы с шахтными водами Миргалимсайского рудника. «Тр. Совещания по освоению месторождений в сложных условиях». М., «Недра», 1964, 10 с.

Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод (второе издание). Изд-во МГУ, 1965, 380 с.

Скиргелло О. Б., Полянина М. А. Прогноз притоков воды в шахты в карстовых областях. «Разведка и охрана недр», 1959, № 9, с. 47—52.

Смехов Е. М. и др. Комплексные исследования трещиноватых коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти. М., Гостоптехиздат, 1963, 200 с.

Смирнов Н. В. и др. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., «Наука», 1965, 511 с.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Гостеолтехиздат, 1962, 322 с.

Соколов В. В. Опыт оценки трещиноватых пород электролитическим методом в условиях Подмосковья. «Разведка и охрана недр», 1969, № 9, с. 50—53.

Справочное руководство гидрогеолога. Под редакцией В. М. Максимова. М., «Недра», 1967, 592 с.

Сыроватко М. В. Гидрогеология и инженерная геология при освоении угольных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1960, 499 с.

Чеботарев Н. П. Учение о стоке. Изд-во МГУ, 1962, 406 с.

Швидлер М. И. Фильтрационные течения в неоднородных средах. М., Гостоптехиздат, 1963, 136 с.

Rhoades R, Sinacori M, N. Pattern of ground water flow and solution. The journal of geology, V. XL IX, November—December, 1941.

Bedinger M. S. An electrical analog study of the geometry of Limestone solution Ground water, vol. 5, No. 1, Jan, 1967.

Willemss T. W. and Vigh F. Karst hidrology influenced by mining in Hungary Acta Ged Acad Scient. Hung, 1964, 8, No. 1—4, pp. 445—475.

Kaschkowskij G N., Lang R. Uber die Besonderheiten der Wasserföhrung der Grubenbaue bei statischen Vorkommen an Kluft—und Karstwasser Zeltschrift fur angewandte Geologie, Bd 11, 1965, H. 7, S. 365—370.

Aitchison J., Braun J. A. C. The lognormal distribution Cambridge university. Press, 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	В. Д. Бабушкин	3
Глава I	Общие сведения о трещиноватости, закарстованности и водоносности пород	7
§ 1	Особенности развития трещиноватости и водоносности пород различных типов. В. Д. Бабушкин, Ю. В. Пономаренко	7
§ 2	Условия циркуляции трещинно-карстовых вод и гидродинамические зоны в карстовых массивах. З. П. Лебединская	15
Глава II	Типизация гидрогеологических условий в трещиноватых и закарстованных породах В. Д. Бабушкин	19
Глава III	Особенности методики изучения трещиноватости и закарстованности пород З. П. Лебединская, И. И. Плотников	25
Глава IV	Исследование фильтрационных свойств трещинно-карстовых пород	34
§ 1	Основные положения теории фильтрации жидкости в трещиноватых породах Б. В. Боровский	35
§ 2	Оценка влияния нарушения линейного закона фильтрации на гидрогеологические расчеты В. Д. Бабушкин	40
§ 3	Результаты некоторых экспериментальных исследований в связи с оценкой фильтрационных свойств трещиноватых и закарстованных пород З. П. Лебединская, В. Д. Бабушкин	50
§ 4	Методика определения фильтрационных свойств трещинно-карстовых водоносных пород Б. В. Боровский, В. Д. Бабушкин	54
§ 5	Подход к определению количества скважин для характеристики фильтрационных свойств пород Л. С. Язвин	68
Глава V	Опыт исследования трещиноватых и закарстованных пород геофизическими методами	72
§ 1	Опыт применения расходомерии скважин при гидрогеологических исследованиях на СУБР. И. И. Плотников	72
§ 2	Опыт комплексного гидрогеологического и геофизического изучения карстового массива в районе бокситовых месторождений (ЮУБР) В. Н. Кожевникова	79
Глава VI	Особенности прогнозов водопритоков в систему горных выработок и прогноза производительности водозаборов с применением методов балансового, гидродинамического и аналогии В. Д. Бабушкин, А. Г. Предко	90
Глава VII	Методика прогноза общих водопритоков в горные выработки и производительность водозаборов с применением моделирования	
§ 1	Основные положения методики моделирования гидрогеологических условий карстовых массивов. В. Д. Бабушкин	100
§ 2	Опыт моделирования гидрогеологических условий и прогноза водопритоков в горные выработки СУБР. З. П. Лебединская при участии В. А. Жебрак и В. Д. Бабушкина	114

§ 3 Опыт применения моделирования для изучения гидрогеологических условий и прогноза водопритоков в горные выработки Миргалимсанского месторождения Г. И Кашковский при участии В. Д. Бабушкина	128
§ 4 Основные положения методики и опыт оценки эксплуатационных запасов подземных вод частично замкнутых и замкнутых структур. Б. В. Боровский	142
<i>Глава VIII</i> Основы методики прогноза водопритоков в горные выработки на базе вероятностно-статистических методов	151
§ 1 Обоснование применения теорий вероятности и математической статистики для расчета водопритоков в горные выработки Л. З. Леви	151
§ 2. Методика прогноза максимальных водопритоков в горные выработки для типовых условий при эксплуатации месторождений. Л. З. Леви	154
§ 3. Прогноз с помощью вероятностно-статистического метода максимальных водопритоков в горные выработки Миргалимскайского рудника. Л. З. Леви	159
§ 4 О вероятностной оценке максимальных водопритоков при вскрытии закарстованных зон (на примере Северо-Уральских бокситовых месторождений). И. И. Плотников	169
<i>Глава IX</i> Требования к изучению гидрогеологических условий в районах развития трещиноватых и закарстованных пород при разведке месторождений полезных ископаемых и водозаборов подземных вод. В. Д. Бабушкин	179
Заключение. В. Д. Бабушкин	189
Список литературы	191

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
БЕСОЮЗН НАУЧ ИССЛЕД ИНТ ГИДРОГЕОЛ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛ

ПРОГНОЗ ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ И ВОДОЗАБОРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская* Технический редактор *Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Т. М. Столярова*

Сдано в набор 10/IV—1972 г.	Подписано в печать 28/VIII—1972 г.	Т 14170
Формат 60×90 ¹ / ₁₆	Бумага № 2 Печ л 12,25	Уч.-изд. л 13,33
Тираж 1500 экз	Заказ № 326/11362—14	Цена 1 р 43 к

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ