

В.М. ГОЛЬДБЕРГ Н.П. СКВОРЦОВ

ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ФИЛЬТРАЦИЯ В ГЛИНАХ

В.М. ГОЛЬДБЕРГ Н.П. СКВОРЦОВ

ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ФИЛЬТРАЦИЯ В ГЛИНАХ



МОСКВА „НЕДРА” 1986

Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. — М.: Недра, 1986 — 160 с., ил.

Посвящена одному из наименее изученных вопросов современной гидрогеологии — движению подземных вод через глины. Показано значение проницаемости глин для решения практических задач охраны подземных вод от загрязнения, изучения взаимосвязи водоносных горизонтов и перетекания подземных вод через глинистые слои. Изложены результаты исследований процесса молекулярной диффузии в глинах и песчано-глинистых породах. Выявлены закономерности изменения проницаемости глин с глубиной.

Для гидрогеологов, занимающихся изучением формирования подземных вод и их охраной от загрязнения.

Табл. 23, ил. 38, список лит. — 50 назв.

Рецензент: *М.Р. Никитин*, д-р геол.-минер. наук (Институт водных проблем АН СССР)

**Валентин Михайлович Гольдберг
Николай Петрович Скворцов**

ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ФИЛЬТРАЦИЯ В ГЛИНАХ

Редактор издательства *Н.В. Венгерцева*
Обложка художника *В.П. Христинина*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л.Н. Фомина*
Корректор *И.Н. Таранева*
Оператор *И.В. Волкова*
ИБ 6069

Подписано в печать 08.07.85. Т—14741. Формат 60х90 ¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печати
офсетная. Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,38. Уч.-изд.л. 11,61. Тираж 2630 экз
Заказ **36 76** /346—2. Цена 60 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/19
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

ВВЕДЕНИЕ

При решении теоретических и прикладных задач гидрогеологии важное значение приобретает изучение гидрогеологической роли слабопроницаемых отложений, в особенности глинистых, как наиболее распространенных в осадочном чехле. Глинистые породы слагают более 60 % осадочной оболочки земной коры и встречаются в отложениях различного возраста — от верхнего протерозоя до плейстоцена включительно. Глины отличаются очень малыми размерами слагающих их частиц и поровых каналов, большой поверхностью и, вследствие этого, активным взаимодействием с жидкой фазой. Заполнено поровое пространство глин в значительной степени связанной водой, отличающейся особыми свойствами по сравнению с водой в свободном объеме. Для глин характерны очень низкие фильтрационные свойства, коэффициент фильтрации для них составляет $10^{-4} - 10^{-6}$ м/сут и менее. Поэтому прежде всего с глинистыми породами связывается понятие так называемых "водоупорных пород и толщ". Понятие "водоупор" (в смысле абсолютно водонепроницаемого экрана) по отношению к глинам (и другим слабопроницаемым породам осадочного чехла) является относительным, ибо глины характеризуются хотя и очень малой, но конечной проницаемостью, отличной от нуля. Причем эта проницаемость с изменением физико-химических и термодинамических условий может увеличиваться или уменьшаться, хотя масштабы этих изменений еще неясны. Поэтому правильнее говорить о глинистых слоях как об относительных водоупорах или как о разделяющих слабопроницаемых слоях, что нашло уже отражение в гидрогеологической литературе.

Глинистые породы выполняют различные гидрогеологические функции: в первую очередь, как уже отмечалось, они образуют относительные водоупоры, разделяющие водоносные горизонты; глины, вследствие отжатия из них воды, являются источником дополнительного питания водоносных горизонтов и одним из важных факторов формирования их химического состава; глинистые породы обуславливают защищенность подземных вод от проникновения в них загрязняющих веществ; наконец, глинистые слои служат регуляторами вертикального движения подземных вод.

Таким образом, роль глинистых пород в природных и техногенных процессах формирования подземных вод очень велика. Поэтому комплексное и всестороннее исследование глинистых толщ, их фильтрационных свойств является актуальной гидрогеологической задачей.

Согласно В.А. Приклонскому, геологическая среда и ее свойства представляют собой продукт взаимодействия физических полей. В этом смысле и фильтрационные свойства пород, в том числе глинистых, также есть результат воздействия различных геофизических полей, которые в отдельности или в совокупности влияли с различной интенсивностью на разных стадиях литогенеза на становление водопроницаемости глин.

В проблеме формирования фильтрационных свойств глинистых пород можно выделить два аспекта. Первый из них связан с формированием этих свойств в природных переменных геофизических и гидрохимических полях, воздействию которых подвергается вся толща осадочных пород, и относится к естественным условиям водоносных систем. К геофизическим полям, оказывающим наибольшее влияние на фильтрационные свойства осадочных пород, относятся прежде всего поля геостатических давлений и тектонических напряжений, геотемпературные и гидродинамические поля. Не исключено, что на проницаемость глинистых отложений влияют также геоэлектрические и геомагнитные поля. Проявление природных геофизических полей носит региональный характер.

Второй аспект указанной проблемы обусловлен главным образом техногенными факторами. Так, при захоронении промышленных сточных вод в глубокие водоносные горизонты в результате взаимодействия отходов с породами (водоносными и водоупорными) может существенно измениться их проницаемость, что, в свою очередь, скажется на миграции загрязняющих веществ по пласту и через разделяющие слабопроницаемые слои. Этот аспект в отличие от первого характеризуется локальностью проявления физико-химических и термодинамических процессов, но зато большей интенсивностью их воздействия.

Изучение глинистых пород и водоупорных толщ приобретает особое значение в связи с развитием работ по охране подземных вод от загрязнения и обоснованию подземного захоронения сточных вод в глубокие водоносные горизонты.

В результате загрязнения подземных вод в водоносном горизонте образуется система неоднородных жидкостей (загрязненные воды — подземные воды), различающихся по минерализации, химическому составу и температуре. Эти различия интенсифицируют процессы взаимодействия в системе вода — порода, которые, в свою очередь, влияют на свойства глинистых пород, в том числе и на их фильтрационные свойства. От изменения водопроницаемости глин зависят условия взаимосвязи водоносных горизонтов, перетекания, защищенности подземных вод и др.

Процесс фильтрации в глинах отличается большой сложностью и практически мало изучен. Тонкодисперсная пористая среда с огромной поверхностью частиц, каковой является глина, характеризуется наличием межмолекулярных сил и поверхностных процессов. С этим связаны чрезвычайно низкая проницаемость глин и особые свойства воды в порах глин.

Особую роль в формировании проницаемости глин и фильтрации через глины играет связанная вода (вода, связанная с поверхностью частиц). Как известно, в тонких слоях, прилегающих к твердым поверхностям, вода приобретает особые свойства, отличающие ее от обычной воды и приближающие к свойствам вязкопластического тела. Она становится малоподвижной и как бы обладающей большой вязкостью, в ней проявляются сдвиговые напряжения. Вследствие малого размера пор связанная вода заполняет весь их объем либо его значительную часть.

Свойствами связанной воды в большой мере определяются особенности фильтрационных свойств глин (низкая проницаемость и ее зависимость

от физико-химических и температурных условий, начальный градиент фильтрации). Это, в свою очередь, влияет на процесс фильтрации и массопереноса в глинах, отличающийся рядом особенностей по сравнению с его протеканием в хорошо проницаемых породах.

Прежде всего необходимо отметить, что согласно предпосылке Мятлева — Гириного, фильтрация в глинах считается происходящей главным образом по вертикали к напластованию.

Другая (и, пожалуй, основная) специфика фильтрации в глинах связана с так называемым "начальным градиентом фильтрации". Под ним понимается значение градиента напора, при котором начинается течение (фильтрация) воды в глине. При значениях градиента напора, меньших начального, фильтрация предполагается отсутствующей. Относительно наличия начального градиента фильтрации в глинах нет единого мнения и вопрос о нем в известной мере остается дискуссионным. В одних работах (например, С.А. Роза, Н.Ф. Бондаренко, А.И. Котов) отмечается существование начального градиента; в других работах (например, В.М. Павилонского) утверждается его отсутствие.

Одной из особенностей движения воды в глинах, по мнению многих авторов, является то, что это движение происходит в виде фильтрации преимущественно по трещинам, а не по порам. Поэтому иногда различают трещинную и поровую проницаемость глин.

В связи с чрезвычайно малой проницаемостью глин существенную роль в массопереносе вещества через них играет молекулярная диффузия. Если в хорошо проницаемых породах значения конвективного переноса (т. е. фильтрации) во много раз больше диффузионного, то в глинах эти два вида переноса вещества могут оказаться в большей степени соизмеримыми.

Вопросы проницаемости глинистых пород, фильтрации в глинах, начального градиента фильтрации, диффузии и осмоса в глинах отражены в работах Г.М. Березкиной, Н.Ф. Бондаренко, И.А. Бриллинг, Т.Т. Клубовой, А.И. Котова, С.В. Нерпина, В.М. Насберга, В.М. Павилонского, Б.Ф. Рельтова, М.А. Сунцова, А.И. Чуракова и других исследователей; в работах зарубежных авторов — Г. Ковача, М. Кутилека, Д. Шварцендрубера, К. Глазенапа. Значительно меньше работ посвящено исследованиям указанных вопросов с учетом физико-химических и температурных факторов. Они получили развитие в последнее время и отражены в работах И.А. Бриллинг, В.М. Гольдберга, Л.И. Кульчицкого, Е.Ф. Мосьякова, В.М. Павилонского, Н.П. Скворцова, А.И. Фивалко и др.

Вопросы взаимодействия вод разных составов с глинистыми породами и влияния этого взаимодействия на проницаемость глин рассматриваются в ряде работ нефтяников в связи с задачами заводнения нефтяных пластов (Г.А. Бабалян, В.М. Барышев, В.В. Девликамов, И.Л. Маркасин, С.Г. Мовсесян, Г.Ф. Требин).

Отправным пунктом и теоретической основой для постановки экспериментальных исследований проницаемости глин с учетом влияния физико-химических и термодинамических факторов и трактовки результатов этих исследований послужили представления о структуре глинистых минералов, их кристаллохимических особенностях, свойствах связанной

воды, которые в конечном итоге влияют на проницаемость глин и ее изменения. Эти представления изложены в фундаментальных работах Е.М. Сергеева и его сотрудников — Злочевской Р.И., Дивисиловой В.И., Зянгирова Р.С., Кривошеевой З.А., Куприной Г.А., Осипова В.И. и др.; в работах Г.К. Бондарика, Б.М. Гуменского, А.К. Ларионова, В.Д. Ломтадзе, А.М. Ломтадзе, М.И. Райтбурд, М.И. Слонимской, Л.И. Кульчицкого; в работах зарубежных авторов — Р. Гримма, Ж. Милло и др.

Большое значение для понимания процессов миграции в тонкодисперсных средах, к которым относятся и глины, имеют работы Б.Д. Дерягина, Н.В. Чураева, С.В. Нерпина и других ученых этого направления.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЛИНАХ И ИХ СВОЙСТВАХ

ГЛИНЫ И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Различают понятия "глинистые породы", "глинистые минералы", "глины". В то же время четких определений этих понятий не существует. У разных авторов они трактуются с теми или иными видоизменениями. Излагаемый ниже материал дается по работам П.П. Авдусина, Е.М. Сергеева, Р.Е. Гримма, Ж. Милло, Л.И. Кульчицкого, Н.Я. Денисова, В.Д. Ломтадзе, А.М. Ломтадзе, А.К. Ларионова и др.

Глинистые породы — это обширная группа тонкодисперсных осадочных пород, занимающая промежуточное положение между породами обломочного и химического происхождения. В их составе наряду с обломочными частицами содержатся тонкодисперсные, размером менее 0,002 мм.

Среди пелитовой фракции обломочных пород, к которой относятся глинистые частицы, различают грубые пелиты (0,002–0,001 мм) и тонкие пелиты (менее 0,001 мм).

Именно у пород, состоящих из частиц размеры которых менее 0,002 мм, наиболее четко проявляются характерные "глинистые" свойства (пластичность, липкость, низкая водопроницаемость, большая емкость поглощения).

По условиям образования глинистые породы могут быть континентальными, лагунными и морскими.

В работе [26] дается классификация глинистых пород по отдельным признакам: 1) по степени литификации — глинистый ил, глина мягкая, глина уплотненная, аргиллит, аргиллит сланцевый; 2) по содержанию глинистых (менее 0,002 мм) и пылеватых (от 0,002 до 0,05 мм) частиц — глина, глина пылеватая, глина песчаная, суглинок, суглинок пылеватый, супесь; 3) по составу глинистых минералов — каолининовые, гидрослюдастые, монтмориллонитовые, полиминеральные; 4) по содержанию карбонатного материала — глина, глина известковая мергелистая, мергель глинистый, мергель, мергель известковистый.

Глинами в инженерно-геологической практике называют токодисперсные осадочные породы, в составе которых содержится не менее 30 % частиц диаметром менее 0,002 мм. Глины обладают связностью и пластичностью в природном состоянии или при искусственном увлажнении водой, а при высыхании сохраняют приданную им форму. Из всех известных признаков глин только эти признаки являются устойчивыми и легко устанавливаемыми. Согласно Р.Е. Гримму, термин "глина" употребляется как название породы, а также для обозначения пород, имеющих определенный размер частиц (менее 2 мкм). В общем под глиной подразумевают природный землистый, тонкозернистый материал, который при смешении с ограниченным количеством воды обнаруживает пластичность.

Основную роль в формировании присущих глинам свойств играют глинистые минералы, под которыми понимаются компоненты, составляющие основу глин, представляющие собой группу слоистых и слоисто-ленточных силикатов и имеющие кристаллическую структуру.

Среди глинистых минералов наиболее распространены каолиниты, гидрослюды (иллиты) и монтмориллониты. Между собой они различаются строением кристаллической решетки с вытекающими из этого различия особенностями свойств минералов и, следовательно, свойств глин и глинистых пород.

Глинистые минералы образуются в результате изменения первичных минералов (полевых шпатов, слюд, хлоритов и т. п.) а также в результате выпадения в виде гелей из коллоидных и химических растворов.

С учетом преобладающего содержания того или иного глинистого минерала выделяют следующие основные типы глин: каолиновые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые. Каолиновые глины имеют континентальное происхождение (глины коры выветривания, озерные, болотные, речные, опресненных лагун) и образуются обычно в кислой среде; гидрослюдистые могут быть как континентальными, так и морскими, формируются в кислой, нейтральной и щелочной средах; монтмориллонитовые имеют морское происхождение и образуются преимущественно в щелочной среде.

Свойства глин и их отличия от неглинистых материалов в значительной степени зависят от кристаллохимии их поверхностей. Этот фактор был включен в определение понятия "глинистый минерал", данное Е.М. Сергеевым и Р.И. Злочевской [38]. Под глинистым минералом предлагается понимать высокодисперсные и относительно стабильные минеральные соединения групп водных силикатов слоистого или слоисто-ленточного строения, образовавшиеся преимущественно в процессе химического выветривания горных пород. Их высокая дисперсность, характеризующаяся коллоидными и близкими к ним размерами частиц, достигается благодаря специфике свойств базальных поверхностей микрокристаллов этих частиц.

Развернутое определение глинистого минерала с позиций гидратации базальных поверхностей дано Л.И. Кульчицким [5]. Глинистыми минералами он называет кристаллические водные силикаты, характеризующиеся следующими критериями: 1) слоистым или цепочно-слоистым типом структуры; 2) высокой степенью дисперсности (размеры кристаллов менее 1—5 мкм); 3) преобладанием адсорбционных центров относительно катионов и молекул воды на базальных поверхностях; 4) меньшей энергией адсорбции на центрах первой категории (базальных поверхностях) по сравнению с энергией адсорбции на центрах второй категории, что служит причиной относительно большой поверхностной диссоциации глинистых минералов в воде; 5) поверхностной диссоциацией обменных катионов в водной среде, вследствие чего вблизи базисов развиваются глинистые частицы диффузно-гидратного слоя; 6) сильным набуханием при взаимодействии с водой и водными растворами электролитов. Считается, что такое многостороннее раскрытие понятия "глинистый минерал" определяет специфику этой группы минералов как с точки зрения крис-

таллохимии и коллоидной химии, так и с точки зрения инженерной геологии.

Под глиной Л.И. Кульчицкий понимает высокодисперсную систему "глинистые минералы — вода", обладающую определенной коагуляционной структурой, все контакты между элементами которой могут осуществляться через прослойки воды с аномальными реологическими свойствами.

Каковы же форма и размеры глинистых частиц? Как уже отмечалось, к глинам относятся породы с преобладанием частиц размером менее 0,002 мм.

Приведем размеры глинистых частиц, полученные Р.Е. Гриммом с использованием электронной микрофотографии. Частицы каолинита представляют собой хорошо образованные шестиугольные чешуйки, часто с преобладающим удлинением в одном направлении. Наибольшие размеры в плоскости чешуек колеблются от 0,3 до 4 мкм, а толщина — от 0,05 до 2 мкм. Могут быть и более крупные частицы. Монтмориллонит на фотографиях предстает в виде беспорядочно расплывчатой массы чрезвычайно малых частиц. Отдельные частицы имеют толщину порядка 0,002 мкм. Некоторые монтмориллониты сравнительно легко разрушаются до чешуек с толщиной, приближающейся к высоте одной элементарной ячейки. Размеры поверхности чешуек примерно в 10—100 раз превышают толщину частиц. Иллит проявляется в виде небольших нечетко обозначенных чешуек, некоторые из них имеют отчетливую гексагональную форму. Толщина самых тонких частиц приблизительно 3 нм, диаметр от 0,1 до 0,3 мкм. В целом, согласно Р.Е. Гримму, для частиц каолинита отношение диаметра чешуйки к толщине составляет (2—25):1, а для монтмориллонита — (100—300):1.

Глинистая порода, как и любая горная порода, представляет собой естественную трехфазную систему, включающую минеральный компонент, воду и газовую составляющую [5]. Эта система непрерывно изменяется во времени под влиянием внешних и внутренних причин (в основном температуры и давления). Как отмечают Г.К. Бондарик, А.М. Царева и В.В. Пономарев [5], состав, состояние и свойства горной породы (в том числе и проницаемость) зависят от условий ее формирования и последующей истории развития. Это особенно ярко проявляется в глинистых породах, которые по сравнению с другими породами представляют собой наиболее динамичные системы, достаточно интенсивно изменяющие свой облик на разных стадиях литогенеза и чрезвычайно восприимчивые в отношении структурно-текстурных особенностей и свойств к внешним и внутренним воздействиям. В этой связи кратко остановимся на понятиях структуры и текстуры глинистых пород, используя для этого представления, развитые в работе [5].

Под структурой горной породы вообще, и глинистой в частности, понимается ее строение, определяемое размером и формой структурных элементов (блоков, агрегатов, зерен и др.), характером их поверхностей и количественным соотношением между разными структурными элементами. Под текстурой горной породы понимается взаимное расположение

структурных элементов и их пространственная ориентация. Структура системы, ее текстура и свойства взаимосвязаны.

Текстура породы наследует и отражает черты обстановки литогенеза. Поэтому заслуживает внимания установление зависимостей между количественными показателями структуры породы и процессов, обусловивших формирование горной породы, в том числе ее текстуры. Это в свою очередь позволило бы подойти к реконструкции обстановки, в которой происходило формирование породы.

В работе [5] высказывается интересная мысль о том, что деформация породы представляет собой как бы "память" породы, в которой запечатлены сведения об ее формировании и развитии, об истории процессов литогенеза. Но не всю деформацию породы можно считать носителем памяти о процессах, приведших к этой деформации. Важно в общей деформации породы выделить обратимую (упругую) и необратимую (или остаточную) деформации. Наибольший интерес как носитель памяти представляет остаточная часть общей деформации. Остаточная часть изменения текстуры, согласно работе [5], составляет в среднем 70—80 % от общего изменения, т. е. является значительной величиной, позволяющей судить по ней о процессах деформации.

СТРУКТУРА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Свойства глин, в особенности связывание воды твердой поверхностью глинистых частиц, в значительной степени обусловлены строением кристаллической решетки глинистых минералов. Именно кристаллохимия поверхности глинистых минералов оказывает решающее влияние на структуру и количество связанной воды, емкость обмена и катионообменные процессы. Поэтому ключ к пониманию свойств связанной воды, которая в значительной степени определяет фильтрацию через глины, лежит в особенностях структуры решетки глинистых минералов и кристаллохимии ее поверхностей.

Основу структуры глинистых минералов составляют тетраэдрические кремнекислородные и октаэдрические алюмокислородно-гидроксильные сетки. Соединяясь друг с другом они образуют структурный слой, который может быть одноэтажным (одна октаэдрическая сетка), двухэтажным (одна тетраэдрическая и одна октаэдрическая сетки), трехэтажным (одна тетраэдрическая и две октаэдрические сетки) и др. Слои, накладываясь друг на друга, образуют пакеты.

Структурные слои имеют различное строение у различных глинистых минералов.

Согласно Ц.М. Райтбурд и М.В. Слонимской [40], все глинистые минералы по кристаллохимии их поверхности можно разделить на две основные группы. К первой относятся минералы монтмориллонит и гидрослюда, имеющие в результате изоморфных замещений электрически неуравновешенные решетки. Их отрицательный заряд компенсируется обменными (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ и др.) или необменными (чаще всего K^+) катионами. Базальные поверхности этих минералов однотипны и состоят из атомов кислорода тетраэдрических сеток.

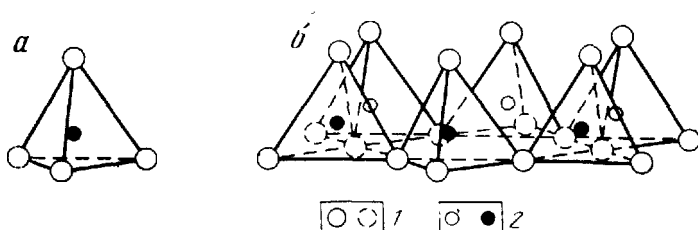


Рис. 1. Схематическое изображение отдельного тетраэдра (а) и его сетки (б). По Р.Е. Гримму.

1 — O; 2 — Si

Минералы второй группы, к которым относятся каолинит и галлуазит, не имеют изоморфных замещений, их решетки электрически нейтральны. Базальные поверхности этих минералов кристаллохимически различны: одна поверхность представляет собой тетраэдрическую сетку и содержит атомы кислорода, другая — октаэдрическую сетку и содержит гидроксильные группы.

Тетраэдрические сетки состоят из кремнекислородных тетраэдров, соединенных между собой через вершины своих оснований (рис. 1). В центре одиночного тетраэдра находится ион кремния Si^{4+} , а в вершинах — ионы O^{2-} . В каждом тетраэдре атом кремния равноудален от четырех атомов кислорода. Толщина монотетраэдрического слоя составляет 0,49 нм.

Тетраэдры расположены так, что вершины каждого из них направлены в одну и ту же сторону, а основания находятся в одной и той же плоскости.

Октаэдрическая сетка образована октаэдрами, сочлененными боковыми ребрами. В вершине октаэдра находятся гидроксильные группы или ионы кислорода. В центре октаэдров расположены атомы алюминия, железа или магния так, что они равноудалены от 6 гидроксидов или кислорода (рис. 2). Толщина монооктаэдрического слоя в структурах глинистых минералов равна 0,5 нм. Центры многогранников как в тетраэдрической, так и в октаэдрической сетке располагаются по гексагональному закону.

Рассмотрим строение кристаллических решеток основных групп глинистых минералов — каолинитов, монтмориллонитов и гидрослюд.

Группа каолинита. Наиболее распространенными минералами этой группы являются каолинит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и галлуазит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot (2-4)\text{H}_2\text{O}$. Второй минерал может встречаться в двух формах: в более гидратированной (гидратированный галлуазит), с содержанием четырех молекул воды, и менее гидратированной (метagalлуазит), с содержанием двух молекул воды. Переход из гидратированного галлуазита в метagalлуазит происходит при температуре не ниже 60°C .

Каждый пакет решетки каолинита (рис. 3, а) двухслойный и состоит из одной тетраэдрической и одной октаэдрической сеток (или же из одного слоя тетраэдров и одного слоя октаэдров). Пакет ограничен двумя

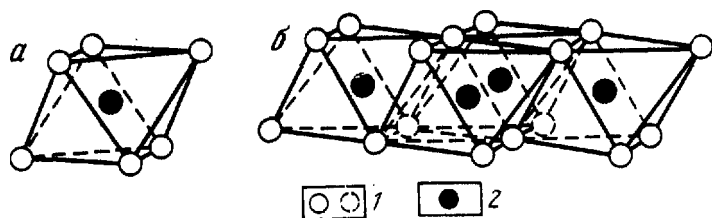


Рис. 2. Схематическое изображение отдельного октаэдра (а) и его сетки (б). По Р.Е. Гримму
1 — OH; 2 — Al, Mg, Fe

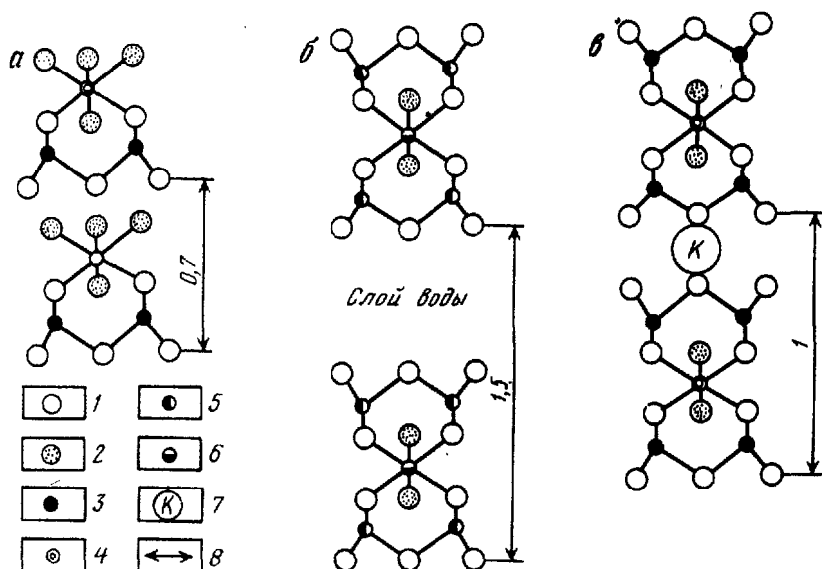


Рис. 3. Структура каолинита (а), монтмориллонита (б) и гидрослюда (в).
1 — O; 2 — OH; 3 — Si; 4 — Al; 5 — Al; 6 — Al, Mg; 7 — ионы K; 8 — межпакетное расстояние, нм

плоскопараллельными базальными поверхностями. На одной такой поверхности располагаются гидроксильные группы OH, на другой — атомы кислорода. Таким образом, базальные поверхности пакета (или элементарного слоя) каолинита гидрохимически различны. Пакет каолинита обычно электронейтрален. Связь между слоями в пакете жесткая, она обусловлена взаимодействием между группами OH и атомами кислорода (водородная связь). Такая же водородная связь скрепляет отдельные пакеты между собой. Как известно, энергия водородной связи составляет 34–42 кДж/моль [40].

Взаимное расположение пакетов внутри кристаллической решетки таково, что гидроксильные группы базальной поверхности одного пакета

примыкают к атомам кислорода базальной поверхности другого пакета. Вследствие этого обеспечивается достаточно прочная связь между пакетами и значительная их скрепленность. Поэтому решетка каолинита прочная, неподвижная. Межпакетное (или межплоскостное) расстояние составляет 0,71—0,72 нм. Из-за жестких связей между пакетами внутренние базальные поверхности пакетов решетки не могут взаимодействовать с водной средой и принимать участие в обменных реакциях. Внешние базальные поверхности также мало активны. Наиболее активными поверхностями каолинита являются краевые участки кристаллов в местах нарушений, сколов, дефектов.

Группа монтмориллонита. У минералов монтмориллонитовой группы каждый пакет кристаллической решетки трехслойный. Он состоит из двух тетраэдрических сеток, между которыми заключена одна октаэдрическая сетка. Обе базальные поверхности пакета состоят из атомов кислорода, т. е. в кристаллохимическом отношении они одинаковы. Поэтому в кристаллической решетке монтмориллонита кислородная базальная поверхность одного пакета взаимодействует с такой же кислородной базальной поверхностью другого пакета. Взаимодействие это осуществляется за счет вандер-ваальсовых сил (энергия этих сил не более 8—12 кДж/моль), в отличие от каолинита, где взаимодействие между базальными поверхностями обусловлено гораздо более сильной водородной связью (энергия 34—42 кДж/моль). Вследствии этого пакеты в решетке монтмориллонита связаны между собой гораздо слабее, чем пакеты в решетке каолинита. Вода и другие полярные жидкости могут проникать между пакетами монтмориллонита и раздвигать их. Это проявляется в сильном набухании монтмориллонитовых глин по сравнению с каолинитовыми глинами. При этом решетка монтмориллонита может легко расклевываться.

Межплоскостное (межпакетное) расстояние монтмориллонита составляет 1,5 нм (см. рис. 3, б), но оно не является таким жестким как у каолинита и может сильно изменяться. В зависимости от содержания воды в глине и состава обменных катионов это расстояние может варьировать от 0,96 нм в сухом состоянии до 14 нм, т. е. до полного материального разобщения слоев при сильном водонасыщении и преобладании в поглощенном комплексе катионов натрия.

У монтмориллонита в отличие от каолинита активными являются внешние и внутренние поверхности базальных граней. Кроме того, также как у каолинита, активны краевые участки. Но в целом активная поверхность монтмориллонита во много раз больше, чем у каолинита. Все это обуславливает огромную активную поверхность монтмориллонита, которая достигает 700—800 м²/г. Соответственно велика емкость катионного обмена монтмориллонита — она составляет 80—150 ммоль/100 г (для сравнения, емкость катионного обмена каолинита составляет 3—15 ммоль/100 г).

Кристаллическая решетка монтмориллонита в отличие от каолинита является электрически неуравновешенной (создается избыток отрицательных зарядов). Недостаток положительных зарядов покрывается за

счет обменных катионов, адсорбирующихся на внешних и внутренних поверхностях пакета и на краевых его частях (на участках сколов и нарушений).

Особенностью монтмориллонита является то, что в нем всегда происходят изоморфные замещения. Так, в тетраэдрической сетке кремний замещается алюминием и возможно фосфором; в октаэдрической сетке алюминий замещается магнием, железом, цинком, никелем, литием и т. д. В результате этих замещений понижается положительный заряд решетки, появляется избыток отрицательных зарядов и решетка становится электрически неуравновешенной с избытком отрицательных зарядов (о чем уже говорилось выше). Результирующий отрицательный заряд уравнивается обменными катионами, сорбируемыми между структурными слоями и вокруг их краев.

Группа гидрослюд. В эту большую группу слюдоподобных минералов входят иллит, глауконит, гидромусковит и др. Пакет кристаллической решетки гидрослюд, также как и пакет монтмориллонита, трехслойный (см. рис. 3, в). Но в отличие от монтмориллонита в межпакетном слое гидрослюд располагаются ионы калия, которые связывают между собой отдельные пакеты. Межпакетное расстояние составляет 1 нм. Кристаллической решетке гидрослюд, также как и монтмориллонита, присущи изоморфные замещения. Алюминий в гидрослюдах может замещаться магнием и железом, а калий — катионами с большим ионным радиусом, например, натрием или кальцием. Изоморфные замещения обуславливают избыток отрицательных зарядов в кристаллической решетке гидрослюд и делают ее электрически неуравновешенной.

Наличие ионов калия, расположенных в межпакетном пространстве кристаллической решетки гидрослюд, скрепляют пакеты и придают решетке большую прочность и неподвижность по сравнению с монтмориллонитом. Поэтому кристаллы гидрослюд обычно крупнее, чем кристаллы монтмориллонита.

В гидрослюдах активными являются внешние поверхности базальных граней и краевые участки; внутренние — неактивны. По величине площади активных поверхностей гидрослюды занимают промежуточное положение между каолинитом и монтмориллонитом.

Таковы вкратце особенности строения кристаллических решеток основных групп глинистых минералов. Из рассмотренного следует, что строением кристаллической решетки и кристаллохимией ее поверхности обусловлены жесткость или подвижность решетки, ее прочность, площадь активной поверхности. Этими факторами в свою очередь определяется емкость обмена, количество поглощаемой и связанной воды, особенности порового пространства. Так, в монтмориллоните, характеризующемся подвижной решеткой, большой активной поверхностью и емкостью обмена, объем связанной воды и диапазон изменения этого объема значительно больше, чем в каолините, обладающем жесткой решеткой, малой площадью активной поверхности и небольшой емкостью обмена. Так как содержание связанной воды самым существенным образом влияет на проницаемость глин, то очевидно, что в глинах с большим объемом

связанной воды и большим интервалом его изменения следует ожидать значительных изменений проницаемости глин, т. е. диапазон изменения проницаемости монтмориллонита будет больше, чем у каолинита.

Некоторые предположения можно сделать и о том, из чего состоит поровое пространство в каолините и монтмориллоните. В каолините с его жесткой и практически не изменяющейся решеткой пористость обусловлена в основном пространством между отдельными частицами (или агрегатами), т. е. межагрегатным пространством. Иначе обстоит дело в монтмориллоните. Вследствие того, что его решетка подвижна и межпакетное расстояние может возрастать в 10–15 раз, пористость монтмориллонита может формироваться как за счет пространства между отдельными частицами и агрегатами (межагрегатная пористость), так и за счет межпакетного пространства внутри агрегатов (внутриагрегатная пористость).

СВЯЗАННАЯ ВОДА В ГЛИНАХ

Структурные особенности глинистых минералов обуславливают различия в величине их активной поверхности, адсорбционной способности, емкости поглощения, гидрофильности и в конечном итоге их взаимодействия с водой и водными растворами. На границе твердой минеральной частицы и порового раствора формируется слой воды, отличной по свойствам от свойств свободной воды. Этот слой воды тем более развит, чем больше активная поверхность глинистых частиц и чем выше их поверхностная энергия. Вода, находящаяся во взаимодействии с поверхностью глинистых частиц и обладающая вследствие этого особыми свойствами, называется связанной, в отличие от свободной (гравитационной) воды.

Количество и свойства связанной воды в глинах зависят от структурных кристаллохимических особенностей глинистых минералов, физико-химических и термодинамических условий, в которых находится глинистая порода. Описание свойств связанной воды и факторов, влияющих на ее содержание в глинах, дается по работам Е.М. Сергеева, Р.И. Злочевской, З.А. Кривошеевой, В.А. Королева и др.

Схема строения связанной воды. Связанную воду в глинах подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную (рис. 4). Содержание связанной воды в глине находится в зависимости от строения кристаллической решетки и, следовательно, от минерального состава глин. Ее больше в монтмориллоните и меньше в каолините. Соответственно интервал изменения количества связанной воды в монтмориллоните значительно шире по сравнению с каолинитом.

Прочносвязанная вода по энергии связи с поверхностью частицы является энергетически неоднородной и разделяется на воды: 1) углов и сколов кристаллической решетки; 2) ближней гидратации катионов; 3) базальных поверхностей. Прочность связи с поверхностью частицы и подвижность влаги различаются для указанных трех видов и убывают от первого вида к третьему. Но в целом прочносвязанная вода, включающая все эти три вида, характеризуется очень малой подвижностью и свойствами, резко отличными от свойств свободной воды.

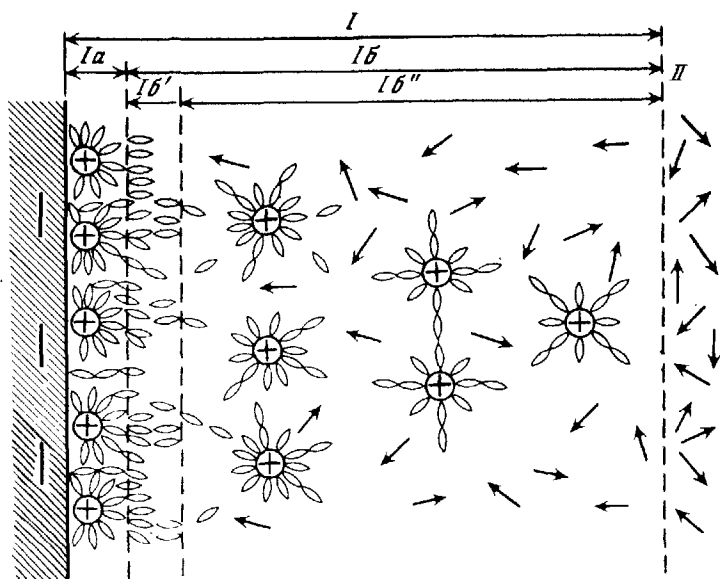


Рис. 4. Схема строения связанной воды в глинах. По Е.М. Сергееву.

I — связанная: Ia — прочносвязанная (адсорбционная), Ib — рыхлосвязанная (осмотически поглощенная): Ib' — вторичноориентированная, Ib'' — осмотическая; II — свободная

Плотность прочносвязанной воды варьирует в пределах от 1,2 до 2,4 г/см³; она обладает вязкостью, значительно превосходящей вязкость свободной воды, и сдвиговой прочностью, что приближает ее к вязкопластическим телам. Прочносвязанную воду можно удалить (не полностью) только при температурах свыше 120÷150 °С, причем вследствие ее энергетической неоднородности удаление каждого вида прочносвязанной воды происходит в разных интервалах температур.

Прочносвязанная вода удерживается глинистыми частицами и не отжимается из глины даже при давлениях в несколько сотен мегапаскалей. Наоборот, рыхлосвязанная вода относительно легко и при небольших давлениях (по сравнению с прочносвязанной водой) отжимается из глин:

Максимальное количество прочносвязанной воды в глинистых минералах соответствует величине максимальной гигроскопичности W_f породы, т. е. влажности, образующейся при адсорбции твердыми частицами пароводной воды (поэтому прочносвязанную воду называют также "гигроскопической" или "адсорбционной").

В каолиновых глинах прочносвязанной воды по объему значительно меньше, чем в монтмориллонитовых глинах, но зато в каолинитах она удерживается прочнее. Существенное влияние на структуру прочносвязанной воды оказывают обменные катионы, причем сильнее это влияние сказывается в монтмориллонитах и слабее — в каолинитах.

Рыхлосвязанная вода появляется при увеличении влажности выше величины W_r . Она подразделяется на два вида — вторично ориентированную воду полислоев и осмотическую воду. Первый вид связывается с глинистой частицей через слой прочносвязанной воды и ориентируется этим слоем; рыхлосвязанная вода первого вида значительно слабее удерживается глинистой частицей, чем прочносвязанная вода, характеризуется большей подвижностью (по сравнению с прочносвязанной водой), но по структуре и свойствам отличается от свободной воды. Второй вид рыхлосвязанной воды образуется в результате действия осмоса, обуславливающего проникновение молекул воды из раствора в диффузный слой мицеллы, где концентрация ионов больше, чем в растворе. Осмотическая вода наименее связана с поверхностью частиц, ее подвижность и свойства приближаются к свойствам свободной воды. Рыхлосвязанную воду иногда называют "осмотически-поглощенной" [42] в связи с тем, что осмотическая вода в большинстве случаев занимает основную часть объема рыхлосвязанной воды; называют ее также водой диффузного слоя.

Суммарное содержание прочносвязанной воды и первого вида рыхлосвязанной воды соответствует влажности максимальной молекулярной влагоемкости породы (что также соответствует влажности нижнего предела пластичности). Максимальное количество связанной воды в глинах (прочносвязанной и рыхлосвязанной) соответствует влажности максимального набухания (или верхнего предела пластичности).

По Б.В. Дерягину, Н.Ф. Бондаренко и др. [4, 13], строение связанной воды в тонкодисперсных средах описывается несколько иначе, а именно трехслойной моделью: сольватный слой (или граничная фаза, или упорядоченный слой), затем подплавленный слой и объемная жидкость. В этой модели сольватный слой эквивалентен слою прочносвязанной воды. Сольватный слой характеризуется в целом очень высокой сдвиговой прочностью, которая убывает с удалением от поверхности частиц и составляет порядка $\tau_0 \sim 10$ Па (для объемной рыхлосвязанной воды $\tau_0 \sim 10^{-3} - 10^{-4}$ Па). Формирование ориентированных слоев жидкости вблизи твердой поверхности обусловлено влиянием этой поверхности и полярностью жидкости; у неполярных жидкостей пограничная фаза (сольватный слой) отсутствует.

Толщина связанной воды составляет: прочносвязанной (гигроскопической, адсорбционной, сольватного слоя, граничной фазы, упорядоченного слоя) 5–10 нм или в среднем 25 молекулярных слоев воды (размер молекулы воды $\sim 0,3$ нм; $0,1$ нм = 10^{-8} см); рыхлосвязанной (осмотической, диффузного слоя) 800–1000 нм. Таким образом, прочносвязанная вода составляет небольшую часть от общей толщины слоя связанной воды в целом. Основная часть объема связанной воды приходится на рыхлосвязанную.

Согласно Б.В. Дерягину, свойства связанной воды изменяются скачкообразно; резкое изменение отмечается на расстоянии от поверхности менее $\sim 10^{-7}$ см или 2–3 нм. Вязкость связанной воды сильно возрастает с уменьшением радиуса капилляра, особенно при $r \leq 10$ нм (или $r < 10^{-6}$).

К глинистой фракции относятся частицы размером $\leq 10^{-5}$ см. Если размер поры в глинах принять равным 10^{-5} см, то нетрудно увидеть, что пора будет практически занята связанной водой. Только в крупных порах размером более 10^{-4} см может появляться свободная вода.

Понятие двойного электрического слоя

Строение воды в порах глинистых пород тесно связано с понятием двойного электрического слоя. Сущность его заключается в следующем [17, 18].

Большинство глинистых частиц в естественном состоянии заряжено отрицательно. Вследствие этого глинистая частица окружается слоем катионов. Отрицательно заряженная поверхность частицы и окружающие ее катионы образуют двойной электрический слой. Распределение ионов в растворе вблизи частицы происходит под влиянием противоположно действующих факторов: электростатических сил (концентрирующих противоположно заряженные частицы вокруг твердой частицы) и молекулярного теплового движения (стремящегося распределить ионы равномерно по раствору). В результате устанавливается равновесие: концентрация ионов с зарядом, противоположным заряду частицы, убывает по мере их удаления от поверхности частицы. Слой ионов, распределяющихся по этой закономерности, назван диффузным слоем, в отличие от адсорбционного слоя, образованного ионами непосредственно вблизи поверхности твердой частицы. Толщина диффузного слоя определяется расстоянием от поверхности частицы, на котором сила электростатического притяжения оказывается равной силе теплового рассеяния. Коллоидные частицы, окруженные адсорбционным и диффузным слоем ионов, называются мицеллами. Оба эти слоя удерживаются с различной силой вокруг частицы: адсорбционный слой — прочно, диффузный слой — менее прочно.

Подвижность катионов в двойном электрическом слое в несколько раз меньше, чем в свободном объеме.

Ионы, входящие в состав мицеллы, могут взаимодействовать с ионами в свободной воде порового раствора. Основное количество таких обменных ионов (до 95 %) сосредоточено в адсорбционном слое и только около 5 % — в диффузном.

Таким образом, структура связанной воды глинистых пород обусловлена особенностями кристаллохимии глинистых минералов, которые в свою очередь формируют двойной электрический слой и все это приводит к образованию связанной воды в глинистых породах.

Влияние обменных катионов

На формирование связанной воды большое влияние оказывают обменные катионы. Общее количество ионов в глинистой породе, способное к обмену в данных условиях, называется емкостью поглощения или обмена. Емкость поглощения выражается в миллимолях на 100 г абсолютно сухого грунта и определяется в нейтральной среде. Так как в большинстве

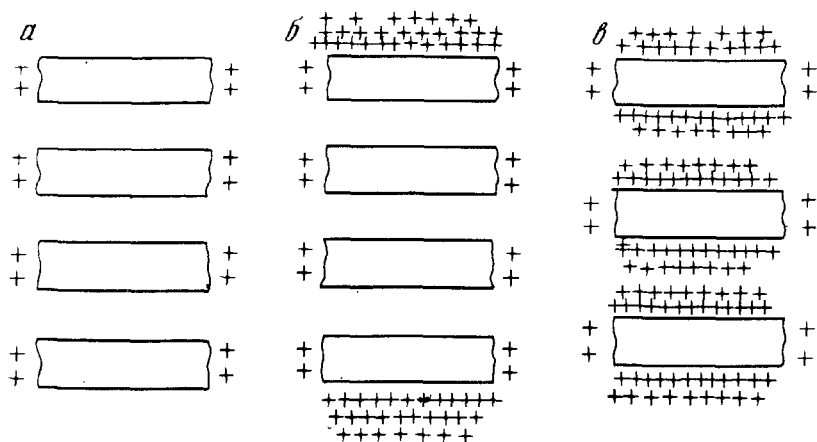


Рис. 5. Размещение обменных катионов и схема катионного обмена на частицах каолинита (*a*), гидрослюда (*б*) и монтмориллонита (*в*). По Е.М. Сергееву

случаев глинистые частицы в воде имеют отрицательный заряд, то в обмене участвуют преимущественно катионы.

При реакции обмена катионы вступают в химическую связь с молекулами твердой поверхности, т. е. переходят в состав кристаллической решетки; причина поглощения катионов — в поверхностной энергии и заряде частицы. Вследствие различия кристаллохимической структуры глинистых минералов обменные процессы в каолинитах и монтмориллонитах будут происходить по-разному (рис. 5). У каолинитов обменные реакции протекают только по сколам кристаллической решетки, емкость поглощения небольшая и составляет 3–15 ммоль.

В гидрослюдах катионный объем происходит не только по сколам, но и по всей площади базальных поверхностей (внешних), поэтому величина емкости обмена у них выше, чем у каолинитов, и равна 10–40 ммоль.

У монтмориллонита, вследствие раздвижной кристаллической решетки, реакции обмена протекают не только по сколам и внешним базальным поверхностям, но также по всем внутренним поверхностям кристаллической решетки; величина емкости обмена монтмориллонита максимальная и достигает 80–150 ммоль.

Различные катионы не одинаково поглощаются глинистыми частицами и неодинаково выходят из поглощенного состояния. Одни катионы энергично вытесняют ионы, находящиеся в поглощенном состоянии и сами, будучи поглощены глинистой частицей, с трудом переходят в раствор. Другие катионы менее активно вытесняют ионы из поглощенного комплекса, а сами легко переходят в раствор из поглощенного состояния.

По энергиям поглощения и выхода основные катионы могут быть расположены в следующие противоположные ряды: энергия поглощения $Fe > Al > H > Ba > Ca > Mg > NH_4 > K > Na > Li$; энергия выхода $Li > Na > K > NH_4 > Mg > Ca > Ba > H > Al > Fe$.

Взаимосвязь энергий входа и выхода катионов с их валентностью и ионным радиусом объясняется, исходя из строения двойного электрического слоя, следующим образом. С более высокой валентностью иона связано увеличение его заряда. С ростом же заряда увеличиваются силы электростатического притяжения к противоположно (отрицательно) заряженной поверхности частицы, что повышает энергию его вхождения (поглощения) и, наоборот, снижает энергию выхода.

Катионы одной и той же валентности различаются по энергии поглощения. Это зависит от степени гидратации и радиусов катионов. В пределах одной валентности с увеличением радиуса катиона уменьшается степень его гидратации. Уменьшение же степени гидратации равносильно повышению его заряда и увеличивает электростатические силы притяжения ионов к поверхности частицы. Следовательно, среди ионов одной валентности наибольшей энергией поглощения обладают ионы с большим радиусом и меньшей степенью гидратации.

Чаще всего среди обменных катионов встречаются Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^{+} . Содержание прочносвязанной воды в целом увеличивается с ростом валентности катионов: катион $^{3+}$ > катион $^{2+}$ > катион $^{+}$.

Образование рыхлосвязанной воды происходит в диффузном слое ионов; чем больше мощность этого слоя, тем больше рыхлосвязанной воды образуется вокруг частицы. Мощность диффузного слоя возрастает с уменьшением валентности ионов. Соответственно количество рыхлосвязанной воды будет возрастать с увеличением в диффузном слое катионов меньшей валентности по следующему ряду: катион $^{3+}$ < катион $^{2+}$ < катион $^{+}$. Так как рыхлосвязанной воды всегда значительно больше, чем прочносвязанной, то эта зависимость характерна и для общего количества связанной воды в глинистых породах.

Хотя в диффузном слое содержится небольшая часть обменных катионов (1–5 %), этого количества достаточно для образования крупных гидратных оболочек вокруг частиц при низких концентрациях порового раствора (~ 10 ммоль/л).

Обменные процессы и гидратация протекают интенсивно в слабokonцентрированных растворах и резко замедляются в концентрированных. В соответствии с этим диффузный слой, а, следовательно, и рыхлосвязанная вода, увеличивается в растворах низкой концентрации и подавляется в концентрированных растворах.

Влияние температуры

Общий характер влияния повышения температуры на связанную воду проявляется в уменьшении прочности ее связи с поверхностью частицы, разрушении этой связи, уменьшении вязкости воды и, в конечном итоге, переходе воды из связанного состояния в более свободное и подвижное.

Энергетическая неоднородность всей связанной воды обуславливает различный характер влияния на нее температуры.

Согласно работам [19, 20], по кривым дегидратации различают две категории связанной воды: низкотемпературная, выделяющаяся при наг-

ревании образцов до 100°C , и высокотемпературная, выделяющаяся при нагреве до 300°C . Было показано, что в монтмориллоните с одновалентными катионами основная масса воды (75–90 %) удаляется при температурах до 70°C ; в глинах же с двухвалентными катионами — до 120°C , что подтверждает изложенное выше о разной прочности связывания воды одно- и двухвалентными катионами в процессе "ближней" гидратации, т. е. в процессе формирования прочносвязанной воды.

Об удалении связанной воды с ростом температуры свидетельствуют результаты экспериментов по изучению уплотняемости глин (изменению их влажности) при изменении температуры. На рис. 6 представлен перестроенный по данным работы [17] график зависимости влажности Na-монтмориллонитовой глины (пасты) в растворе хлоридов концентрацией 10 моль/л при увеличении температуры от 20 до 70°C (при разных нагрузках σ). С ростом температуры влажность уменьшается, т. е. происходит удаление связанной воды. Наибольшие уменьшения влажности отмечаются при небольших нагрузках (см. рис. 6, кривая 1, соответствующая начальной влажности, большей нижнего предела пластичности), т. е. когда в образце содержится больше влаги. С увеличением нагрузок (см. рис. 6, кривые 2 и 3) темп снижения влажности с ростом температуры замедляется; консолидация влажности отмечается при температурах около 70°C .

Результаты экспериментов на Na-монтмориллоните и на Ca-монтмориллоните показывают [17, 21], что температурные деформации проявляются гораздо сильнее у Na-монтмориллонита, чем у Ca-монтмориллонита.

Эффективная вязкость системы глина — раствор определяется в основном вязкостью ее жидкой фазы, т. е. поровой воды. Установлено, что с ростом температуры от 20 до 70°C эффективная вязкость уменьшается в 1,5–3 раза у Ca-монтмориллонита и примерно на порядок у каолинита. Следовательно, примерно во столько же раз снижается в данном температурном интервале вязкость поровой жидкости, включая связанную воду.

Сдвиговое напряжение связанной воды

Связанная вода глинистых пород по своим механическим свойствам (и прежде всего вязкости) резко отличается от свободной жидкости и приближается к свойствам вязкопластического тела, характеризующего-

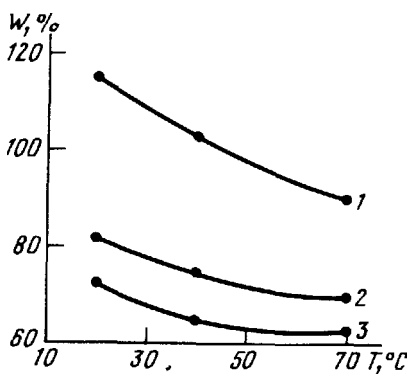


Рис. 6. Зависимость влажности Na-монтмориллонита от температуры при различных внешних давлениях. По Р.И. Злочевской и В.А. Королеву. Давления (в МПа): 1 — 1,2; 2 — 1,6; 3 — 2

ся некоторой структурой (поэтому такие жидкости иногда называют структурированными).

Для обычных жидкостей с нормальной вязкостью, движение которых подчиняется закону Ньютона (ньютоновские или нормально вязкие жидкости), реологическое уравнение имеет вид:

$$\tau = \mu (dv/dx) \text{ или } dv/dx = (1/\mu) \tau, \quad (1)$$

где τ — напряжение сдвига; μ — вязкость; dv/dx — деформация сдвига. Величина вязкости μ в нормальных жидкостях зависит от температуры, состава и концентрации и не зависит от напряжения сдвига. Уравнение (1) в системе координат $(dv/dx, \tau)$ представляет собой прямую линию, выходящую из начала координат, т. е. движение такой жидкости начинается при любом, сколь угодно малом, но отличном от нуля напряжении сдвига. Наклон прямой определяется угловым коэффициентом $1/\mu$.

Наряду с нормальными или ньютоновскими жидкостями существует большой класс вязкопластических сред (жидкостей), которые обладают аномальной вязкостью и не подчиняются закону Ньютона (такие жидкости называются аномальными, структурированными, неньютоновскими). Аномальность этих жидкостей проявляется в том, что величина их вязкости оказывается как бы зависящей от величины сдвигового напряжения. Реологическое уравнение таких жидкостей уже не является линейным.

Аномальные жидкости подразделяют на три основные группы [4]: жидкости Бингама — Шведова, псевдопластические, дилатантные. Реологические кривые указанных жидкостей показаны на рис. 7.

Наибольший интерес с точки зрения фильтрации через глины и вопроса начального градиента фильтрации представляет характер течения вязкопластических жидкостей Бингама — Шведова. Их движение начинается не с любого прикладываемого напряжения сдвига, а лишь тогда, когда напряжение сдвига превысит некоторое начальное значение, характерное для конкретной жидкости. Реологическое уравнение вязкопластической жидкости Бингама — Шведова имеет вид:

$$\frac{dv}{dx} = \frac{1}{\mu} (\tau - \tau_0), \quad (2)$$

$$\frac{dv}{dx} = \frac{\frac{1}{\mu}}{(1 - \frac{\tau_0}{\tau})} \tau = \frac{1}{\mu^*} \tau, \quad (3)$$

где τ_0 — предельное (начальное) напряжение сдвига; $\mu^* = \frac{\mu}{(1 - \frac{\tau_0}{\tau})}$.

Вязкость μ такой жидкости можно рассматривать как бы зависящей от напряжения сдвига и только при $\tau \gg \tau_0$, что соответствует линейному

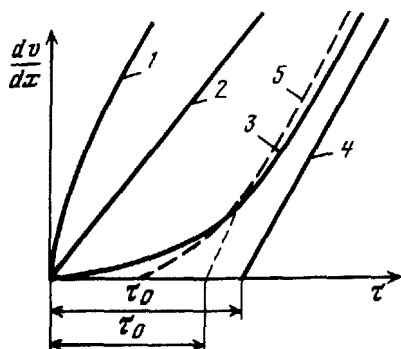


Рис. 7. Реологические кривые жидкостей.

Жидкости: 1 — дилатантные, 2 — ньютоновские, 3 — псевдопластические, 4 — бингамовские; 5 — кривая выроджденного бингамовского течения

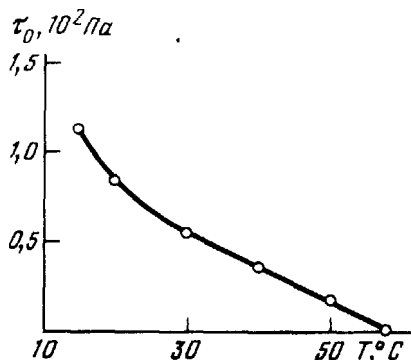


Рис. 8. Зависимость предельного напряжения сдвига τ_0 воды от температуры. По Н.Ф. Бондаренко

закону течения, она становится равной истинной вязкости μ . При $\tau < \tau_0$ вязкопластическая жидкость проявляет себя как тело с аномально высокой вязкостью и в этом случае движения не происходит.

Наряду с вязкопластической жидкостью Бингама — Шведова при рассмотрении особенностей течения связанной воды в глинах представляет интерес также реологическая характеристика псевдопластической жидкости. У нее в отличие от жидкости Бингама — Шведова движение начинается с любого отличного от нуля напряжения сдвига, но эти деформации очень малы и не соответствуют линейному закону течения и только при достаточно больших значениях τ течение становится линейным.

Для рыхлосвязанной воды тонкодисперсных (глинистых) пород величина начального напряжения сдвига (согласно Б.В. Дерягину, Н.Ф. Бондаренко, Н.В. Чураеву и др.) составляет порядка $\sim 10^{-3} \div 10^{-4}$ Па. В работе [4] приводятся результаты определения предельного напряжения сдвига τ_0 для порового раствора по материалам фильтрационных исследований почв. Образцы пород (глина, суглинок) отбирались в интервале глубин от 30 до 100 м. Начальные градиенты фильтрации изменялись от 1,2 до 3, соответствующие значения τ_0 — от $0,4 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ Па.

С ростом температуры величина предельного напряжения сдвига порового раствора резко убывает. На рис. 8 представлен график, характеризующий зависимость предельного напряжения сдвига поровой жидкости от температуры. Из этого графика следует, что в интервале температур 60—70 °C величина τ_0 близка к нулю.

Таким образом, формирование связанной воды в глинах определяется структурой кристаллической решетки глинистых минералов. В связи

с тем, что величина активной поверхности монтмориллонита во много раз больше, чем в каолините, количество связанной воды в монтмориллоните также значительно больше, чем в каолините. Связанная вода характеризуется повышенными вязкостью и напряжением сдвига. С ростом температуры уменьшаются вязкость, напряжение сдвига и толщина слоя связанной воды. На толщину слоя связанной воды большое влияние оказывает величина емкости поглощения катионов: чем она больше, тем больше слой связанной воды. Величина емкости поглощения в монтмориллоните во много раз больше, чем в каолините.

Особенности формирования связанной воды могут быть объяснены с позиций двойного электрического слоя, образующегося вокруг глинистой частицы. Слой рыхлосвязанной воды совпадает с диффузным слоем ионов двойного электрического слоя; диффузный слой, а, следовательно, и слой рыхлосвязанной воды подавляется в концентрированном растворе и, наоборот, увеличивается в слабokonцентрированных растворах.

Глава 2

ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГЛИН

Под проницаемостью понимается способность пористой среды (горных пород) пропускать через себя жидкости и газы. Она проявляется в фильтрационных свойствах породы, характеризующихся коэффициентом фильтрации k и коэффициентом проницаемости $k_{\text{п}}$. Эти два параметра связаны между собой соотношением:

$$k = k_{\text{п}} (\gamma/\mu), \quad (4)$$

где γ и μ — плотность и вязкость фильтрующейся жидкости. Следовательно, коэффициент фильтрации является комплексным параметром, отражающим как свойства породы (через коэффициент проницаемости $k_{\text{п}}$), так и свойства фильтрующейся жидкости (через ее плотность и вязкость). Коэффициент проницаемости определяется по формуле:

$$k_{\text{п}} = d_3^2 S / (n, \epsilon), \quad (5)$$

где d_3 — эффективный диаметр частиц, слагающих пористую среду; S — безразмерный коэффициент (число Сlichtера), зависящий от пористости породы и структуры порового пространства. Пористость является основным параметром, определяющим величину показателя S и коэффициента проницаемости в целом. Согласно данным работы [47], при увеличении пористости от 0,3 до 0,4 коэффициент проницаемости в песках возрастает примерно в 3 раза, а в глинах — на несколько порядков. Показатель S зависит не только от пористости, но и от структуры порового пространства, характеризуемой безразмерным параметром ϵ . Этот параметр в свою очередь зависит от формы слагающих породу частиц и от так называемого "коэффициента извилистости". Под ним обычно понимается отношение кратчайшего расстояния между двумя точками в направлении потока к длине извилистого пути частицы жидкости через поровые каналы.

Коэффициент проницаемости измеряется в квадратных микрометрах. По отношению к пресной воде коэффициент проницаемости величиной 1 мкм^2 соответствует коэффициенту фильтрации величиной $0,86 \text{ м/сут.}$ Коэффициент проницаемости глин характеризуется величинами от 10^{-3} до 10^{-11} мкм^2 . Наиболее часто встречаемые значения $10^{-6} - 10^{-7} \text{ мкм}^2$.

В выражении (5) входят только параметры пористой среды. По определению и физическому смыслу коэффициент проницаемости не должен зависеть от фильтрующегося флюида (воды, нефти, газа) и химического состава подземных вод. Поэтому коэффициент проницаемости одной и той же породы должен был бы иметь постоянное значение независимо от свойств фильтрующейся жидкости.

Однако из практики известно, что коэффициент проницаемости породы существенно изменяется в зависимости от характера флюида, его хи-

мического состава, температуры и гидродинамического напора, а также может изменяться во времени. Изменения проницаемости пород объясняются процессами физико-химического взаимодействия между жидкой и твердой фазами, изменением свойств поровой жидкости под влиянием температуры, вовлечением в движение при повышенных градиентах потока пристенных слоев жидкости, перегруппировкой зерен, закупоркой одних пор и раскупоркой других. Все это приводит к изменению структуры порового пространства, размеров пор и, в итоге, к изменению проницаемости.

При движении многофазной системы (например, нефть — вода) проницаемость породы для одной из фаз (жидкой) зависит от содержания в породе другой фазы. В этой связи введено понятие фазовых проницаемостей.

Проницаемость одной и той же среды для газа значительно выше, чем для жидкости. Это обусловлено меньшим эффектом взаимодействия газа с твердым скелетом по сравнению с взаимодействием жидкости с породой.

Таким образом, коэффициент проницаемости породы зависит от свойств фильтрующейся жидкости и термодинамической обстановки, в которой находится водоносная система.

Факторы, влияющие на проницаемость глин

В особенности сильным изменениям подвержена проницаемость глинистых отложений, а также песчаных и карбонатных пород с большим содержанием глинистого материала, что вызвано особыми свойствами связанной воды в глинах (см. табл. 1).

Толщина слоя связанной воды обуславливает свободное поровое пространство (активную пористость), которой определяется проницаемость породы.

В хорошо проницаемых породах (гравийно-галечниковые отложения, пески, песчаники) объем связанной воды составляет сравнительно небольшую часть общего объема порового пространства и поэтому в таких породах содержащаяся в порах связанная вода практически не влияет на проницаемость породы. Наоборот, в тонкодисперсных породах (глины, суглинки) связанная вода заполняет большую часть порового пространства.

Механизм движения воды через глинистые породы можно представить себе следующим образом. Фильтрация воды происходит прежде всего по наиболее крупным порам, не полностью занятым связанной водой. В порах меньшего размера под влиянием градиента напора происходит выдавливание части поровой воды, наименее прочно связанной со стенками пор, и через частично освободившееся поровое пространство осуществляется фильтрация воды. Через самые малые поры, полностью занятые прочносвязанной водой, фильтрация, по-видимому, практически не происходит или она очень мала.

Формирование активного порового пространства в глине, определяющего ее проницаемость, происходит в основном под влиянием следующих факторов (не считая минералогии глин и геостатического давления) : минерализации и химического состава фильтрующейся жидкости, температуры и градиента напора.

Воздействие химического состава и минерализации фильтрующейся жидкости сказывается в изменении состава поглощенных катионов в глине и интенсивности поверхностной диссоциации глинистых частиц в воде, что в свою очередь влияет на толщину слоя связанной воды. Так, если натриевая глина перейдет в кальциевую, то толщина слоя связанной воды в последней будет меньше по сравнению с натриевой глиной. Поэтому проницаемость кальциевой глины будет больше, чем натриевой.

С ростом минерализации фильтрующейся воды уменьшается поверхностная диссоциация глинистых частиц и переход катионов с твердой поверхности в жидкую фазу. Вследствие этого снижается интенсивность гидратации, т. е. связывания катионами молекул воды, что сокращает объем связанной воды. В этом случае происходит увеличение активного порового пространства и, следовательно, должна возрасти проницаемость глин. Наоборот, при фильтрации через глины раствора меньшей минерализации, чем поровая вода, интенсифицируется поверхностная диссоциация глинистых частиц, с твердой поверхности перейдет в жидкую фазу значительное количество катионов из поглощенного комплекса. В результате этого усилится гидратация катионами молекул воды, что приведет к возрастанию объема связанной воды, уменьшению активного порового пространства и, следовательно, к уменьшению проницаемости глины. Таким образом, с увеличением минерализации фильтрующегося раствора происходит как бы сжатие слоя связанной воды, а с уменьшением ее — расширение этого слоя. Такие изменения объема связанной воды влияют на величину свободного порового пространства, а через него — на проницаемость глины.

Воздействие температурного фактора сказывается прежде всего в изменении условий связывания воды, что проявляется как бы в изменении вязкости связанной воды. С ростом температуры вследствие увеличения энергии теплового движения значительно снижается прочность связывания молекул воды твердой поверхностью и катионами поглощенного комплекса, и большая часть связанной воды (главным образом, рыхлосвязанной) переходит в состояние свободной воды. Одновременно происходит уменьшение вязкости воды от ее значений, соответствующим связанной воде, до значений вязкости свободной воды.

Поскольку рыхлосвязанная вода занимает подавляющую часть объема порового пространства глин, то ее разрушение с ростом температуры должно существенно увеличить активное поровое пространство глин и их проницаемость. Это увеличение проницаемости должно быть особенно значительным в монтмориллонитовых глинах, содержащих большие объемы связанной воды.

О влиянии температуры на проницаемость глин в глубоких горизонтах указывал Ф.А. Макаренко [29]. В частности, он подчеркивал, что на глу-

бине 1500 м, где температура равна 50—60 °С, глинистые породы становятся в значительной степени водопроницаемыми.

Воздействие градиента напора на проницаемость глин обусловлено вязкопластическими свойствами связанной воды, неоднородностью ее связи с твердой поверхностью глинистых частиц. Вязкопластические свойства проявляются в начальном градиенте фильтрации (см. гл. 1 и 4), а неоднородность энергетической связи — в том, что с ростом градиента напора большая часть связанной воды вовлекается в движение. Эти две особенности (начальный градиент и неоднородность связи) взаимосвязаны. При увеличении градиента напора словно расширяется отверстие в поре, по которому происходит движение воды; при уменьшении — отверстие стремится упруго сжаться. Иначе говоря, пленку связанной воды в поперечном сечении поры можно приближенно рассматривать как относительно упругую мембрану. Раскрытость поры увеличивается с ростом градиента напора вследствие вовлечения в движение все большей части связанной воды и уменьшения толщины остающейся неподвижной связанной воды. И, наоборот, со снижением градиента напора раскрытость поры для движения воды уменьшается из-за увеличения толщины слоя неподвижной связанной воды.

Таким образом, механизм воздействия на проницаемость глин каждого из рассмотренных факторов разный, но результат этого воздействия сводится к одному — уменьшению толщины слоя связанной воды и вовлечению ее в движение.

Влияние содержания глин на проницаемость песков

Глины обладают очень низкой проницаемостью, поэтому даже небольшие содержания глинистого материала в песчаных или карбонатных породах значительно снижают их фильтрационные свойства. Об этом свидетельствуют исследования, выполненные совместно с Л.И. Кульчицким [23].

Для эксперимента был использован люберецкий среднезернистый песок с преобладанием фракций 0,5—0,25 мм. В песок вводились во влажном состоянии глинистые суспензии Na-монтмориллонита (аскангель), Na- и Ca-гидрослюдистой глины (часовъярский монотермит). Затем песок с глинистой суспензией высушивался на водной бане досуха и растирался резиновым пестиком для устранения комков. Опыты проводились в трубках Спецгео с градиентом фильтрации, равным единице. Вначале фильтровалась дистиллированная вода. После установления постоянного режима трубка заполнялась раствором NaCl с концентрацией, равной 0,17 моль/л. Затем после установления стационарного режима фильтровались растворы NaCl концентрации 0,51 и 1,03 моль/л.

Кроме раствора NaCl через песок с разным содержанием глины фильтровался также раствор CaCl₂ концентрации 0,03 и 0,27 моль/л. Содержание глины в песках составляло: четыре варианта Na-монтмориллонита (0,25; 0,5; 1 и 2 %); семь вариантов Na- и Ca-гидрослюдистых глин (0,25; 0,5; 1; 2; 5; 7,5; 10 %).

Таблица 1

Изменение коэффициента фильтрации песка с Na-монтмориллонитом, м/сут

| с, моль/л | N, % | | | | |
|-----------|------|------|-----|-----|-----|
| | 0 | 0,25 | 0,5 | 1,0 | 2,0 |
| 0 | 17,3 | 13 | 5,9 | 0,8 | 0,2 |
| 0,17 | 17,3 | 14,7 | 6,7 | 3,8 | 0,8 |
| 0,51 | 17,3 | 14,7 | 6,8 | 4,5 | 1,8 |
| 1,03 | 17,3 | 14,7 | 6,9 | 4,8 | 2,2 |

Таблица 2

Изменение коэффициента фильтрации песка с Na-гидрослюдой, м/сут

| с, моль/л | N, % | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|-----|-----|------|-----|
| | 0 | 0,25 | 0,5 | 1 | 2 | 5 | 7,5 | 10 |
| 0 | 17,3 | 16,8 | 14,3 | 8,6 | 6,5 | 0,8 | 0,42 | 0,3 |
| 0,17 | 17,3 | 17,0 | 14,7 | 9,5 | 6,7 | 3,6 | 2,3 | 0,7 |
| 0,51 | 17,3 | 17,1 | 16,4 | 10,4 | 7,0 | 4,5 | 2,84 | 0,8 |
| 1,03 | 17,3 | 17,3 | 17,0 | 11,2 | 7,1 | 5,2 | 3,3 | 1,7 |

Значения k песка с Са-гидрослюдой в случае фильтрации дистиллированной воды находятся в следующей зависимости от содержания N в нем глины:

| N, % | 0 | 0,5 | 1 | 2 | 5 | 7,5 | 10 |
|-------------|------|-----|----|-----|-----|-----|-----|
| k , м/сут | 17,3 | 16 | 13 | 8,2 | 2,6 | 1,7 | 0,9 |

Коэффициент фильтрации чистого песка (без примеси глины) одинаков для дистиллированной воды и для растворов и равен 17,3 м/сут.

Результаты экспериментов, характеризующие изменение коэффициента фильтрации k песков в зависимости от содержания N в них глины при фильтрации дистиллированной воды и растворов NaCl разной концентрации с представлены в табл. 1 и 2.

Из приведенных выше данных видно, что при содержании в песках даже небольших количеств глины (до 5 %) коэффициент фильтрации глинистых песков существенно снижается (в 6–20 раз и более) по сравнению с коэффициентом фильтрации чистого песка. В особенности это относится к Na-монтмориллонитовой глине: добавка только 2 % этой глины снижает проницаемость песка более чем в 80 раз (по дистиллированной воде) и в 8–20 раз (по растворам). При таком же содержании в песке Na-гидрослюдистой глины его коэффициент фильтрации снижается примерно в 3 раза (по дистиллированной воде) и в 2,5 раза (по раствору NaCl с $\approx 1,03$ моль/л). Можно полагать, что содержание в песке Na-монт-

монтмориллонитовой глины в количествах свыше 3—5 % делает этот песок слабопроницаемым.

Различие в фильтрационных свойствах глинистых песков в зависимости от минерального типа глинистого материала может быть объяснено тем, что емкость обмена монтмориллонитовой глины примерно в 6,5 раз больше емкости обмена гидрослюдистой глины. Следовательно, концентрация обменного катиона Na в диффузионном слое монтмориллонита будет значительно больше, чем в гидрослуде. Поэтому гидратно-ионные слои в монтмориллоните, формирующие связанную воду, будут развиты интенсивнее по сравнению с гидрослудой. Этим можно объяснить тот факт, что одно и то же содержание (по массе) Na-монтмориллонита и Na-гидрослюды оказывает различное влияние на водопроницаемость песка.

Заметно также влияние обменных катионов глинистого материала, содержащегося в песке, на проницаемость. Так, проницаемость песка с Са-гидрослюдистой глиной выше проницаемости песка с Na-гидрослюдистой глиной, что обусловлено разной интенсивностью связывания молекул воды катионами Na и Са: большей в случае Na и меньшей в случае Са. Это различие фильтрационных свойств возрастает с увеличением содержания глины в песке: в 3 раза и более при содержании глин свыше 5 %.

Наконец, проницаемость глинистого песка существенно различается по дистиллированной и минерализованной воде. Это различие возрастает с увеличением содержания глины в песке и минерализации фильтрующейся жидкости, оно зависит от минерального типа глин (см. табл. 1, 2).

Таким образом, при оценке фильтрационных свойств пород и возможности их изменения под влиянием техногенных факторов необходим тщательный анализ глинистой составляющей этих пород.

Сравнение проницаемости глинистых пород по газу и воде

Проницаемость породы зависит от того, определяется она по жидкости или по газу. Известно, что проницаемость породы по газу значительно превышает ее проницаемость по воде. Это различие проницаемостей особенно проявляется в тонкодисперсных связанных грунтах, и, наоборот, невелико в хорошо проницаемых рыхлых и сцементированных отложениях, а также в скальных породах. Оно обусловлено тем, что вода взаимодействует с породой, и вследствие этого могут изменяться размеры активного порового пространства. Особенно сильно это взаимодействие сказывается в глинистых породах. Газ в отличие от воды является практически нейтральным флюидом и при его фильтрации поперечные размеры поровых каналов не меняются. Поэтому, чтобы исключить физико-химическое взаимодействие между флюидом и породой некоторые исследователи предлагают определять ее проницаемость по газу.

Вместе с тем следует отметить, что различие проницаемости породы по жидкости и газу отмечается не только в случае такой активно взаимодействующей с породой жидкостью, какой является вода, но и в случае химически инертных жидкостей. Так, В.Н. Щелкачев приводит пример

Таблица 3

Газо- и водопроницаемости глинистых пород

| Номер образца | Геологический возраст | Глубина отбора, м | k_F , 10^{-4} мкм ² | $k_{F,П}^B$, 10^{-6} мкм ² | $k_F/k_{F,П}^B$ |
|-----------------------|----------------------------------|-------------------|---------------------------------------|---------------------------------------------|-----------------|
| <i>Для глин</i> | | | | | |
| 1 | D ₃ sv | 227 | 2,24 | 0,36 | 620 |
| 2 | D ₃ sv | 229 | 1,85 | 0,11 | 1700 |
| 3 | D ₃ sv | 239 | 1,84 | 0,24 | 770 |
| 4 | D ₃ sv | 244 | 3,47 | 0,24 | 1400 |
| 5 | D ₃ sv | 267 | 7,51 | 0,87 | 860 |
| 6 | D ₁ km | 391 | 1,31 | 0,12 | 1100 |
| 7 | J ₁ mk ₂ + | 501 | 0,51 | 0,072 | 710 |
| 8 | + J ₂ it | 599 | 15,2 | 0,96 | 600 |
| 9 | J ₂ it | 675 | 12,6 | 0,25 | 2900 |
| <i>Для аргиллитов</i> | | | | | |
| 1 | S ₁ | 701 | 0,34 | 0,25 | 140 |
| 2 | O ₃ | 798 | 0,16 | 0,13 | 120 |
| 3 | J ₂ it | 604 | 1,6 | 0,89 | 180 |
| 4 | J ₂ it | 624 | 1,32 | 0,41 | 90 |
| 5 | O ₂ | 1160 | 2,45 | 0,65 | 380 |
| 6 | O ₁ | 1200 | 2,6 | 0,8 | 330 |
| 7 | O ₁ | 1210 | 0,27 | 0,062 | 430 |
| 8 | O ₁ | 1215 | 0,6 | 0,23 | 260 |
| 9 | O ₁ | 1220 | 3,7 | 0,54 | 690 |
| 10 | O ₁ | 1248 | 0,32 | 0,18 | 180 |

определения проницаемостей по газу (водороду) 1 мкм² и инертной жидкости (изооктану) 0,032 мкм² и отмечает, что газопроницаемость изменяется в зависимости от вида газа [47].

Различие газо- и водопроницаемостей объясняется не только разной степенью интенсивности взаимодействия газа и жидкости с породой, но и так называемым "эффектом скольжения" (по Клинкенбергу). Суть его заключается в том, что скорость газа вблизи твердой стенки в отличие от жидкости не равна нулю, что может привести к значительному увеличению расхода газа.

Проницаемость пористой среды для газа зависит также от средней длины свободного пробега молекул, которая влияет на вязкость газа. В свою очередь длина свободного пробега зависит от давления, температуры и природы газа.

Таким образом, все эти факторы сказываются на величине газопроницаемости.

Нами были выполнены определения газо- и водопроницаемости k_F и $k_{F,П}^B$ образцов глинистых пород (табл. 3). Эксперименты проводились на приборе ГК-5, предназначенном для определения газопроницаемости горных пород, и установке УИПК-1М. Исследовались образцы естественных глин, аргиллитов, отобранные из скважин в районе городов Юрмала (образцы глин 1—5; аргиллитов 1, 2), Красноярск (глин 6—9, аргилли-

тов 3, 4), Удомля (аргиллитов 5—10) и др. На первом этапе определялась проницаемость образца k_{Γ} по газу (воздуху), после чего на установке УИПК-1М определялась проницаемость k_{Π} этого же образца по воде. Исследования проводились при температуре 20—22 °С; перепады давлений задавались в пределах 0,1—0,25 МПа — по воде и 0,025—0,1 МПа — по газу.

Анализируя полученные результаты, прежде всего необходимо отметить большое различие в проницаемостях одних и тех же образцов по газу и воде: проницаемость по газу в десятки, сотни раз и даже на три порядка может превышать проницаемость по воде. Различия указанных проницаемостей в целом для глин больше, чем для аргиллитов.

Аналогичные определения были выполнены для песчаников и известняков с большим содержанием глинистого материала. Для них также отмечаются большие различия проницаемостей по газу и воде, хотя интервал этих различий меньше, чем для глин и аргиллитов и составляет первые десятки.

Для нескольких образцов известняков, отобранных из окско-серпуховского горизонта нижнего карбона в районе г. Кирово-Чепец с глубин 1256—1284 м, были проведены исследования зависимости их газопроницаемости от температуры. Образцы испытывались в интервале температур от 20 до 60 °С. Результаты экспериментов показали, что с ростом температуры проницаемость образцов несколько убывает (в 1,3 раза) или остается практически постоянной.

Некоторое снижение проницаемости при увеличении температуры может быть вызвано уменьшением длины свободного пробега молекул, что приводит к росту сопротивления при движении газа через пористую среду.

Интересно, что указанный характер поведения газопроницаемости с ростом температуры (ее уменьшение или относительное постоянство) совсем иной, чем исследованная (см. гл. 3) закономерность изменения водопроницаемости глинистых пород, т. е. с увеличением температуры водопроницаемость значительно возрастает.

Отмеченное выше большое превышение газопроницаемости глинистых пород над их водопроницаемостью может свидетельствовать о значительно больших масштабах вертикального движения газов в толще земли по сравнению с движением воды.

ПОРИСТОСТЬ ГЛИН

Под пористостью горной породы понимается наличие в ней пустот (пор), заполненных жидкостью или газом. По времени возникновения поры подразделяются на первичные и вторичные. Первичные образуются при формировании пород. Вторичные — после отложения пород в результате процессов уплотнения, метаморфизации и др.

По генетическим и морфологическим признакам выделяются несколько типов пористости [27]: межкристаллическая, свойственная кристаллическим и плотно сцементированным породам; межгранулярная (песча-

ные и крупнообломочные породы); внутригранулярная; межагрегатная; внутриагрегатная (между первичными частичками, образующими агрегат); пористость выщелачивания (известняки, гипсы).

В глинистых породах преобладает межагрегатная и внутриагрегатная пористость.

Важнейшим показателем пор являются их размеры. По этому признаку они подразделяются на сверхкапиллярные (размер свыше 0,1 мм), капиллярные (0,1 до 0,0002) и субкапиллярные (менее 0,0002 мм).

Существуют другие градации пор по размерам. Согласно Е.М. Сергееву [42], выделяются макропоры — размер более 1 мм и микропоры — размер менее 1 мм. Среди микропор выделяются ультракапиллярные (субкапиллярные) поры размером менее 0,001 мм. В ультракапиллярных порах передвижение воды затруднено или отсутствует, так как поры диаметром менее 0,001 мм полностью заполнены связанной водой.

А.К. Ларионов [26] выделяет ультрамикропоры, межчастичные поры, крупные поры, трещинные и трубчатые поры. Из них для глин наибольшее значение имеют ультрамикропористость, межчастичная пористость и трещинная пористость (или микротрещиноватость).

Ультрамикропористость. По величине соответствует максимальной объемной гигроскопичности. Размер этих пор меньше 1 мкм. Сюда относятся тончайшие поры в ультрамикроагрегатах, а также пространства между частицами, измеряемые толщиной гигроскопической водной пленки (в некоторых случаях она превышает 1 мкм). К этому же типу пористости относится межпакетная пористость минералов типа монтмориллонита. Абсолютная величина ультрамикропористости колеблется от 0 до 40 %, а в тяжелых монтмориллонитовых глинах может быть значительно более высокой. Главной особенностью этого типа пор в природных условиях является то, что в большинстве случаев они заполнены связанной водой и поэтому практически не изменяются под кратковременным давлением.

Межчастичная пористость. Имеет размеры от 1 до 100 мкм. Нижняя и верхняя границы размеров этих пор выбраны, исходя из пределов практического влияния капиллярных явлений. При размере пор более 100 мкм влиянием капиллярного натяжения практически можно пренебречь. Эта пористость играет главную роль в процессах движения воды, уплотняемости пород и др. Абсолютная величина ее колеблется от нескольких до 40 %.

Микротрещиноватость. В глинистых породах распространены трещины набухания и усадки, ширина которых колеблется от 0,01 до 5 мм и более.

Интересны данные, приведенные в работе А.К. Ларионова [26], характеризующие распределение указанных видов пористости в образцах верхнемеловой глинистой породы из Воронежской области: общая 47,2 %, ультрапористость 25,5 %, межчастичная 21,6 %, крупная и прочная отсутствуют.

Поры могут быть открытыми (сообщающимися) или закрытыми (несообщающимися). Течение жидкости происходит по сообщающимся

порам. Сообщающиеся поры образуют активное поровое пространство, а сообщающиеся и несообщающиеся — общее поровое пространство. С точки зрения движения жидкости наибольший интерес представляет активное поровое пространство, объем которого меньше объема общего порового пространства.

Выделяется также эффективное (динамическое) поровое пространство. Пора не вся доступна для движения жидкости. Часть поры занята связанной водой, которая уменьшает свободное поровое пространство, обеспечивающее движение жидкости. Поэтому в движении подземных вод участвует не все активное пористое пространство, а лишь его часть, не занятая связанной водой. Именно эта ее часть называется эффективным поровым пространством. Следует отметить, что в хорошо проницаемых зернистых породах, в которых преобладают сверхкапиллярные и капиллярные поры, эффективное поровое пространство незначительно отличается от общего порового пространства. Так, для песчаных пород значения эффективной и общей пористости практически совпадают. Наоборот, в тонкодисперсных глинистых средах, где толщина слоя связанной воды соизмерима с размером пор (субкапиллярные поры), эффективное поровое пространство будет значительно меньше общего порового пространства. Поэтому для глин понятие эффективной пористости является очень важным и имеющим большое практическое значение.

В связи со строительной оценкой грунтов дается несколько иная трактовка активной пористости. Активная пористость — объем пор, участвующих в уплотнении грунтов под давлением [11]. Чем больше давление, тем значительнее объем пор, деформирующихся под нагрузкой. К активной пористости относятся: часть межчастичных пор (особенно больших по размеру); крупная пористость; пористость, обусловленная трещинами и трубчатыми каналами. В работе [11] приводятся результаты определения общей пористости отдельных типов глин и активной пористости этих же глин под нагрузкой. Они показывают, что общая пористость, составляющая 0,562—0,862 в 30 раз и более превышает активную пористость.

Таким образом, активные поры — это такие поры, которые могут уплотняться вследствие того, что их объем неполностью занят связанной водой. Именно эти поры обуславливают движение воды в глинах. Поэтому можно говорить, что активной пористостью определяются как способность глин к деформации (уплотнению), так и их водопроницаемость. Вследствие этого активная пористость (в строительном смысле) эквивалентна эффективной (в гидродинамическом смысле).

Л.И. Кульчицкий, исходя из предложенной им физико-химической модели порового пространства глин [24], выделяет в них микро- и макропоры. Первые характеризуются размером (толщиной) 0,6—2 нм, вторые — 10—20 нм. Критерием разделения на микро- и макропоры является наличие или отсутствие в порах заметного расклинивающего давления. Следует отметить, что размеры пор, приводимые Л.И. Кульчицким, значительно меньше (на 1—2 порядка и более), чем оценивают большинство других исследователей.

Количественно пористое пространство оценивается величинами пористости и коэффициента пористости.

Общей или полной пористостью (или просто пористостью) n называется отношение объема всех пор $V_{\text{общ}}$ в образце к объему V самого образца: $n = V_{\text{общ}}/V$. Пористость измеряется в долях единицы или в процентах (величина пористости меньше 1) и рассчитывается по формуле:

$$n = \frac{\gamma - \Delta}{\gamma}, \quad (6)$$

где γ — плотность породы, Δ — объемная масса сухой породы (твердой фазы). В инженерной геологии общая пористость оценивается также через влажность породы:

$$n = 1 - \frac{\Delta}{\gamma(1 + W)}, \quad (7)$$

где W — весовая влажность породы, Δ — объемная масса грунта при влажности W .

Коэффициентом пористости e называется отношение объема пор к объему твердой фазы (скелета) породы:

$$e = V_{\text{общ}}/V_c, \quad (8)$$

где V_c — объем скелета породы.

На основании рассмотренных особенностей строения глин разного минерального типа и существующих представлений о видах пористости горных пород поровое пространство в глинах, в частности в каолините и монтмориллоните, можно представить следующим образом. В каолините с его жесткой и практически не изменяющейся решеткой пористость обусловлена в основном пространством между отдельными частицами (или агрегатами), т. е. межагрегатным пространством. Иначе обстоит дело в монтмориллоните. Вследствие того, что его решетка подвижна и межпакетное расстояние может возрасть в 10–15 раз, пористость монтмориллонита формируется как за счет пространства между отдельными частицами и агрегатами (межагрегатная пористость), так и за счет межпакетного пространства внутри агрегатов (внутриагрегатная пористость).

Оценка размеров пор фиктивного грунта по размеру его частиц

Поровые каналы имеют сложное извилистое строение. Поэтому при изучении фильтрации пользуются упрощенными моделями пористой среды. Таковыми являются идеальный и фиктивный грунт. Под идеальным грунтом понимается пористая среда, поровые каналы которой представляют пучок цилиндрических трубок с параллельными слоями. Фиктивным грунтом называется пористая среда, составленная из шарообразных частиц одинакового диаметра.

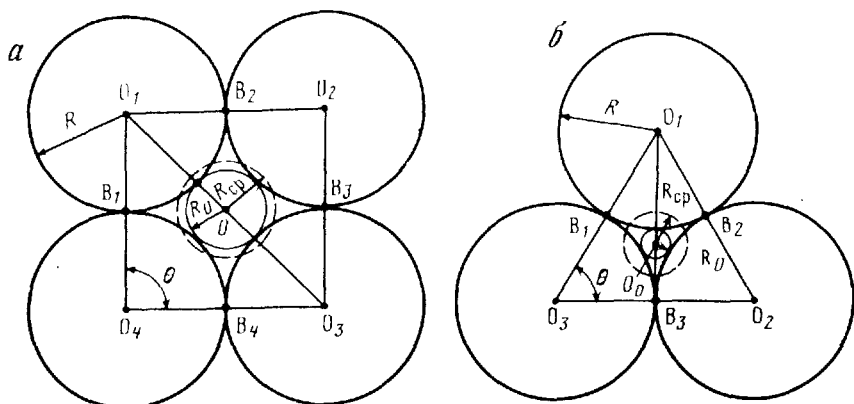


Рис. 9. Типы наиболее свободной (а) и наиболее плотной (б) укладки шаров в фиктивном грунте

Рассмотрим пористость фиктивного грунта, который в большей степени, чем идеальный грунт соответствует реальной пористой среде. Могут быть два крайних случая укладки шаров: наиболее свободная и наиболее плотная (рис. 9). Эти два вида укладки различаются величиной угла θ : при свободной укладке $\theta = 90^\circ$, при плотной укладке $\theta = 60^\circ$. Пористость фиктивного грунта может быть рассчитана по формуле Сликтера

$$n = 1 - \frac{\pi}{6(1 - \cos \theta) \sqrt{1 + 2 \cos \theta}}. \quad (9)$$

Из формулы (9) следует, что пористость фиктивного грунта не зависит от диаметра шаров, а зависит лишь от их относительного расположения, характеризующегося углом θ . В случае плотной укладки $n = 0,26$, свободной — $n = 0,48$.

Таким образом, пористость фиктивного грунта заключена в интервале от 0,26 до 0,48. Эти значения пористости согласуются со значениями пористости для реальных песчаных грунтов.

Значение пористости фиктивного грунта, определяемое по формуле (9), а также величина пористости реальных грунтов характеризуют объем порового пространства в целом и не отражает размеры отдельных пор и составляющих породу частиц. В то же время очевидно, что размеры отдельных пор зависят от размеров частиц. Чем больше размер частиц, тем больше размер отдельных пор и, наоборот, чем меньше размер частиц, тем меньше размер пор.

Размеры пор фиктивного грунта можно увязать с размерами частиц. Рассмотрим это для случаев неплотной и плотной упаковок частиц фиктивного грунта.

При неплотной укладке поровое пространство между четырьмя шарами одинакового радиуса R имеет форму, характеризующуюся фигурой $B_1B_2B_3B_4$ (см. рис. 9, а).

Площадь F_0 фигуры $B_1B_2B_3B_4$ может быть вычислена как разность между площадью F_K квадрата $O_1O_2O_3O_4$ и суммарной площадью F_C четырех секторов $O_1B_1B_2$, $O_2B_2B_3$, $O_3B_3B_4$, $O_4B_4B_1$ (угол θ отдельного сектора равен 90°):

$$F_0 = F_K - F_C = 4R^2 - 4 \frac{\pi R^2}{4} = 0,86R^2.$$

Отсюда радиус равновеликого круга равен: $R_{cp} \approx 0,45 R$.

В случае плотной укладки шаров пора имеет форму криволинейного треугольника $B_1B_2B_3$ (см. рис. 9, б). Его площадь F_0 равна разности между площадью равностороннего треугольника $O_1O_2O_3$ и суммарной площадью трех секторов $O_1B_2B_1$, $O_2B_3B_2$, $O_3B_1B_3$ (угол θ отдельного сектора равен 60°). В результате получаем $F_0 = 0,16 R^2$. Отсюда радиус равновеликого круга, имитирующего пору, равен: $R_{cp} \approx 0,23 R$. Следовательно, радиус поры фиктивного грунта при плотной укладке примерно в 2 раза меньше радиуса поры при неплотной укладке.

Приближенно можно принять, что в среднем между плотной и неплотной укладками радиус поры фиктивного грунта составляет

$$R_{cp} = 0,3R.$$

Таким образом, по размеру частиц можно ориентировочно оценить размер поры. Конечно, это относится к фиктивному грунту, но тем не менее на основе такой оценки можно получить представления о порядке размеров пор в реальных грунтах.

Как известно, глинистую породу составляют частицы размером менее 0,002 мм. Допустим, что все они шарообразной формы и одинакового размера, равного 0,0005 мм. Тогда средний размер пор составит 0,00015 мм или 1500 нм. Если принять, что толщина слоя связанной воды (прочной и рыхлосвязанной) имеет размеры от 15 до 20 нм, тогда радиус частицы поры, занятой связанной водой, составит соответственно от 10 до 120 нм.

Такую оценку размера поры в глинах мы получили, исходя из предположения, что частицы имеют шарообразную форму и одинаковые размеры. Однако для глин свойственно пластинчатое строение.

В реальных пористых средах, в том числе в глинистых породах, частицы имеют различные размеры. Вследствие этого более крупные поры, образованные частицами большего диаметра, будут забиваться мелкими частицами, что приведет к уменьшению размеров пор. Чем хуже отсортированы частицы грунта, тем меньше в нем будет крупных пор, так как они будут заполнены мелкими частицами, и тем больше будет небольших пор (рис. 10).

Поэтому сделанную выше оценку размера пор по размеру частиц грунта следует считать верхним пределом, характеризующим максимальные размеры отдельных пор (макропор).

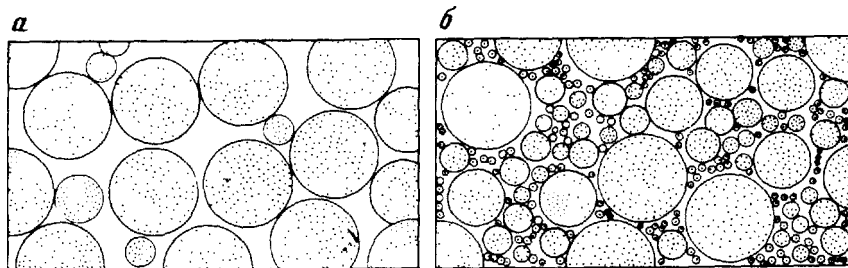


Рис. 10. Влияние неотсортированности материала на пористость. По С. Дэвис и Р. де Уист, 1970 г.

Пористость (в %) : а — 32, б — 17

Используя данные гранулометрического анализа, дающего распределение частиц грунта по их размерам, можно ориентировочно оценить распределение пор по их размерам.

Литературные данные о величине пористости глин

Прежде всего приведем сведения о пористости глин, содержащиеся в справочной и методической литературе. Согласно справочным данным, значения максимальной и минимальной пористости глин составляют $n_{\max} = 55\%$ и $n_{\min} = 25\%$ и, в частности, средняя пористость, например, глины верхней части коры выветривания $n_{\text{ср}} = 35\%$; глины осадочного чехла платформенных областей $n_{\text{ср}} = 40\%$; глины осадочного чехла складчатых областей $n_{\text{ср}} = 20\%$. П.П. Климентов и Г.Я. Богданов в 1971 г. указывали пористость глины, равную 35 %. Для сравнения приводится пористость рыхлого песчаника равная 6,9–26,9 %. С. Дэвис и Р. де Уист в 1970 г. привели следующие значения пористости (в %) : глина (морской осадок) — 48,5; каолинит (искусственная смесь) — 50; монтмориллонит (искусственная смесь) — 66,6. А.К. Ларионов дает значения максимальной, минимальной, и оптимальной пористости глин в естественном залегании (в %) : $n_{\max} = 91$, $n_{\min} = 22$, $n_{\text{опт}} = 32\text{--}60$.

Аналогичные значения пористости приводятся в работах, посвященных изучению глинистых пород в конкретных районах.

Достаточно подробная сводка данных о пористости глинистых пород юры и неокома Западной Сибири в связи с изучением условий формирования нефтяных месторождений содержится в статье Т.Ф. Антоновой [30]. В пестроцветных глинах нижней и средней юры коэффициент открытой пористости меняется по разрезу от 2,6 до 12,82 %, что обусловлено разницей минерального состава глин. Каолинитовый и гидрослюдистый состав глин определяет более высокую открытую пористость, в то время как наличие самых малых количеств монтмориллонита снижает ее. В аргиллитах открытая пористость обычно низкая, изменяется в пределах от 1,6 до 6,1 %. В глинистых сланцах величина открытой пористости составляет 1,6–3,1 %. Прослои сланцев являются практически непрони-

цаемыми и могут служить надежными перемычками. В алевролитах с глинистым цементом открытая пористость варьирует от 5,6 до 14,4 %. Песчаники, содержащие глинистый цемент любого минерального состава в количестве свыше 20 %, являются практически непроницаемыми.

В сероцветных глинах верхней юры пористость достигает 32 %, что обусловлено в основном их каолинит-гидрослюдистым составом, крупностью глинистых частиц и отсутствием процессов перекристаллизации вещества. В аргиллитоподобных глинах пористость не превышает 7,6 %.

Т.Ф. Антонова высказывает ряд интересных соображений о факторах, влияющих на экранирующие свойства глинистых покрышек. Лучшими экранирующими свойствами обладают те глинистые породы, в которых присутствует монтмориллонит. Из физико-химических свойств, влияющих на качества (экранирующие) покрышки, наибольший интерес представляют степень уплотненности пород, емкость поглощения и состав поглощенных катионов. Для надежности покрышки необходимо, чтобы диаметр пор породы не превышал диаметра молекул углеводов.

Следует отметить, что в работе [30] используются понятия открытой и общей пористости, однако не поясняется, что понимается под открытой пористостью и как она определялась.

В статье В.М. Лазаревой [30] приводятся сведения о пористости глин и глинистых алевролитов мезокайнозойского возраста, слагающих покрышки Предкавказья и Ферганы. Пористость в изученных породах варьирует от 0,2 до 23,5 %. Между составом глинистых минералов и изменением пористости наблюдается довольно четкая зависимость. В монтмориллонито-смешаннослойных глинах пористость наибольшая — от 10,2 % до 23,5 %; в гидрослюдисто-каолинитовых глинах она ниже — от 0,2 % до 16 % (по-видимому, имеется в виду общая пористость). Разницу в величинах пористости автор объясняет размерами отдельных глинистых частиц, а отсюда — удельной поверхностью пород. Чем более тонкодисперсный глинистый минерал преобладает в породе, тем больше удельная поверхность частиц и тем большей пористостью (общей) обладает эта порода. В.М. Лазарева отмечает, что, пользуясь методом вдавливания ртути и применяя давление до 100 МПа, удалось измерить объемы ртути, заполняющие каналы сечением от 0,01 мкм. В достаточно чистых (однородных) слабо алевролитистых глинах диаметры каналов пор изменяются незначительно в пределах 0,01—0,1 мкм. Обычно в глинистых породах преобладают мелкие поровые каналы (0,01—0,005 мкм), а крупные поры (0,5—2 мкм и более) составляют в общем объеме порового пространства всего несколько процентов, но именно они влияют в основном на величину проницаемости глин.

В ряде работ рассматриваются факторы, влияющие на пористость глин, и результаты исследований порового пространства глин в условиях фильтрации. О влиянии величины обменной емкости глинистых пород на величину их пористости говорится в работе Т.Т. Клубовой [20]. В ней приводится график, отражающий связь обменной емкости глин с их открытой пористостью. Глины отбирались из трех скважин, расположенных на трех разных площадях в пределах Западно-Сибирской низменности.

Из этого графика следует, что открытая пористость глинистых пород покрывшек изменяется синхронно с изменением величины их обменной емкости.

Интересные данные по изучению фильтрации через глины содержатся в статье Н.А. Еременко и А.Г. Милешиной [15]. Исследования проводились на образцах глин юрского, нижнемелового и палеогенового возраста гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с ненарушенной структурой и естественной влажностью. На специально сконструированном приборе провели фильтрацию в направлении, перпендикулярном к напластованию, при давлениях от 0,25 до 24 МПа. Через образцы глин длиной 2,5 и 3,5 см при указанных давлениях фильтровались менее вязкие нефти. Первые капли фильтрата через юрские глины при перепаде давления 0,25 МПа появлялись в среднем через 30–38 сут, а при 6–12 МПа — через 4–6 сут. Появление первых капель фильтрата через палеогеновые и нижнемеловые глины происходило лишь при повышении давления до 12 МПа. Исследование образцов глин под ультрафиолетовым микроскопом после прохождения через них нефтей показало их равномерную насыщенность нефтью. Авторы делают вывод о возможности движения нефти через "непроницаемые" глинистые породы путем фильтрации. Для фильтрации через глины давление не обязательно должно быть высоким; этот же эффект может быть получен при меньшем давлении, но за более длительное время. Высказывается предположение, что в природе аналогичные процессы протекают при значительно меньших перепадах давлений, но при достаточно длительном времени.

Таким образом, из краткого обзора видно, что приводимые в литературе значения пористости глин характеризуются весьма высокими величинами, они соизмеримы с пористостью водовмещающих песчаных пород и даже существенно больше ее. Это обусловлено главным образом методикой определения пористости глин. Столь большие значения пористости глин не отражают активную пористость, определяющую проницаемость глинистых пород.

Методы определения пористости глинистых пород

Существуют разные способы определения пористости горных пород (не глинистых). К ним относятся: 1) прямой метод (сначала измеряется общий объем образца, затем образец разрушается, уничтожаются поры и измеряется объем твердой части); 2) метод расширения газа (используется для измерения активной пористости); 3) метод нагнетания ртути; 4) метод измерения плотности пород; 5) метод пропитки (образец, из которого предварительно откачивается воздух, погружается в воду для пропитки порового пространства); 6) статистический метод (пористость может рассматриваться как статистическая величина, равная вероятности случайного попадания точки в область, занятую парами).

Пористость же глинистых пород определяется расчетным путем по формулам (6) или (7) с использованием таких параметров грунта, как плотность, объемная масса твердой фазы, весовая влажность, объемная масса

при данной влажности. Именно этим методом рекомендуется оценивать пористость глинистых пород в справочных и учебных пособиях. Несмотря на то, что он широко освещен в литературе, целесообразно остановиться на нем, ибо это имеет значение для выяснения вопроса, какая именно пористость глин при этом определяется.

Для расчета пористости глин по формуле (6) и (7) необходимо определить плотность γ , объемную массу Δ , влажность W и гигроскопическую влажность W_g , входящую в качестве поправки к массе грунта при расчете плотности.

Некоторое видоизменение определения пористости связанных грунтов предложены Л.И. Кульчицким [25]. Он отмечает, что в случае полного водонасыщения грунта для расчета пористости достаточно установить влажность грунта и его объемную массу. Обычно влажность выражают как отношение массы воды, удаленной в процессе грунта, к массе сухого грунта. При расчете пористости грунта его влажность целесообразно выражать как отношение массы удаленной воды к массе грунта естественной влажности. Эта влажность определяется по формуле:

$$W_B = \frac{W_c}{1 + W_c} \cdot 100 \%, \quad (10)$$

где W_B — влажность, характеризующая содержание воды в 100 г влажного грунта; W_c — влажность, рассчитанная обычным способом. Зная объемную массу грунта Δ и влажность W_B , значение пористости n рассчитывают по формуле [25]:

$$n = \frac{W_B \gamma}{100}. \quad (11)$$

Приводимые в работе [25] сравнительные расчеты пористости по формулам (6), (7) и (11) показывают, что значения пористости, вычисленные по формуле (11), несколько меньше значений пористости, рассчитанных по формулам (6) или (7).

Рассмотрим, величину какой пористости глин дает описанный метод определения пористости по формулам (6) и (7). Объемная масса твердой фазы Δ , входящая в формулу (6), находится через влажность породы, которая в свою очередь определяется высушиванием образца при температуре 100–150 °С. Как было показано выше (см. гл. 1), при этой температуре из глины удаляется подавляющая часть связанной воды (до 95 % ее объема). В формулу, по которой определяется влажность, входит величина массы грунта, высушенного при температуре 105 °С. Значения влажности при этом получаются максимальными, а объемной массы грунта — минимальными.

Указанная методика позволяет определить пористость высушенной глины, лишенной связанной воды или большей ее части. Поэтому значение

пористости глин, вычисляемое по формуле (6) или (7), получается максимальным и не соответствует реальной эффективной пористости, которая имеет место в естественных условиях при наличии в глинах связанной воды.

Это обстоятельство отмечено в работе В.М. Гуменского [11], где высказаны предложения по учету активной пористости $\lambda_{\text{акт}}$. Если использовать данные о кинетике сушки глин, кривые которой позволяют оценить количества различных видов грунтовой влаги, то величину $\lambda_{\text{акт}}$ можно рассчитать по формуле:

$$\lambda_{\text{акт}} = \left[1 - \frac{\Delta}{\gamma (1 + 0,01 W_{\text{св}})} \right] 100 \%, \quad (12)$$

где γ — плотность абсолютно сухого образца, определенная в нейтральной жидкости; $W_{\text{св}}$ — количество свободной воды, находимое по кривым кинетики сушки или каким-либо другим путем; Δ — объемная масса во влажном состоянии, соответствующая влажности $W_{\text{св}}$. Зная пористости $\lambda_{\text{ист}}$ и $\lambda_{\text{акт}}$, можно определить пористость, соответствующую объему пор с физически связанной водой: $\lambda_{\text{физ.св}} = \lambda_{\text{ист}} - \lambda_{\text{акт}}$.

Таким образом, существующий метод определения пористости глин дает значение не эффективной пористости, обуславливающей реальную проницаемость глин, а общую пористость, которая значительно больше эффективной и не определяет фильтрацию через глины. Этим объясняется, что приводимые в литературе значения пористости глин имеют большие величины, намного превышающие значения пористости для песчаных пород.

О СООТНОШЕНИИ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ПОРИСТОСТИ

В работах Л.С. Лейбензона, И. Козени, К. Терцаги, Д. Слехтера и других ученых, создавших теорию фильтрации, установлена функциональная зависимость между пористостью и проницаемостью, но только для фиктивных и идеальных грунтов. Что же касается реальных горных пород, то, как указывают многие исследователи, функциональной связи пористости с проницаемостью не обнаружено. Порода может обладать высокой пористостью и быть при этом слабопроницаемой, как это имеет место для глин и других тонкодисперсных пород. Известно, что породы одной пористости могут иметь разные значения коэффициента проницаемости.

Ф.А. Требин на основе анализов большого числа кернов из нефтяных месторождений отмечает, что аналитической зависимости между пористостью и проницаемостью не существует. Такие же мнения высказываются в работах М. Маскета, А. Шейдеггера, А.А. Ханина и др.

Для отдельных типов пород может иметь место корреляционная зависимость между пористостью и проницаемостью. Это отмечают А.М. Пирвердян, А.А. Ханин, У. Рассел и др. Установлено, что проницаемость растет гораздо быстрее пористости. Так, по А.А. Ханину, при увеличении порис-

тости песчаных отложений в 1,5—2 раза (от 5 до 10 %) проницаемость возрастает почти в 10 раз (от 0,01 до 0,1 мкм²).

Проницаемость зависит главным образом от размера и характера поровых каналов (сквозные поры или тупиковые), которые в свою очередь определяются литологией пород, их происхождением, составом цемента, наличием коллоидных фракций и т. д.

Движение жидкости в пористой среде происходит не по всем порам, а только по тем, которые в своей совокупности составляют активную (или эффективную) пористость. Поэтому в общем случае следует говорить о связи проницаемости не с общей, а с эффективной пористостью. В хорошо проницаемых породах (песках, песчаниках) эффективная пористость незначительно отличается от общей.

Наоборот, в тонкодисперсных связанных грунтах это различие очень велико. Поэтому проницаемость глин формируется только за счет эффективной пористости.

Характер изменения проницаемости глин в зависимости от пористости следует рассматривать с учетом их минерального состава, определяющего микро- и макроструктуру порового пространства.

Глины по минеральному составу делятся на каолиновые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые. В силу особенностей строения кристаллических решеток породообразующих минералов эти глины резко различаются по своим физическим и, в частности, фильтрационным показателям. Коэффициент проницаемости каолиновых глин, как правило, на порядок и более выше монтмориллонитовых (гидрослюдистые глины занимают промежуточное положение). В то же время пористость каолиновых глин ниже пористости монтмориллонитовых. В общем случае можно записать: $\mu_m > \mu_k > \mu_{\text{м}}$ и $k_m < k_{\text{м}} < k_k$ (м, г, к индексы монтмориллонитовых, гидрослюдистых и каолиновых глин). Поэтому неправомерно сопоставлять, например, проницаемость монтмориллонитовых глин с пористостью каолиновых глин. Выявление корреляционных зависимостей между проницаемостью и пористостью следует проводить для глин преимущественно одного минерального состава и, по крайней мере, отдельно для монтмориллонитовых и каолиновых глин, занимающих крайние позиции по всем свойствам, в том числе водно-физическим.

Для полиминеральных глин выявление таких зависимостей выполняется отдельно. Таким образом, при установлении корреляционной зависимости между проницаемостью и пористостью необходимо учитывать минеральный состав глин.

Говоря о зависимости для глин проницаемости от пористости, следует подчеркнуть, что проницаемость зависит не от общей пористости, а от эффективной пористости глин. Общая пористость очень слабо сказывается на проницаемости глин.

Сергеев Е.М. [42] отмечает, что знание общей пористости бывает далеко недостаточным для оценки фильтрационных свойств, так как последние зависят не столько от суммарного объема пор, сколько от их размера и морфологии. Даже, например, песок с одной и той же пористостью, но состоящий в одном случае из фракции 0,3 мм, а в другом —

0,3–0,1 мм, характеризуется водопроницаемостью, отличающейся почти в 100 раз. В глинистых породах повышение общей пористости приводит даже к снижению газо- и водопроницаемости, в то время как у крупно-обломочных пород с повышением общей пористости наблюдается обратный эффект [42].

Интересно сопоставить значения пористости и проницаемости, установленные рядом исследователей [28] опытным путем (табл. 4).

Таблица 4

Изменение проницаемости и пористости глин с глубиной по Н. Магара

| Скв. 1 | | | Скв. 2 | | | Скв. 3 | | |
|--------|-----------------------------|-------|--------|-----------------------------|-------|--------|-----------------------------|-------|
| $H, м$ | $10^{-5} \frac{k_p}{мкм^2}$ | n | $H, м$ | $10^{-5} \frac{k_p}{мкм^2}$ | n | $H, м$ | $10^{-5} \frac{k_p}{мкм^2}$ | n |
| 1454 | 0,99 | 0,257 | 2295 | 0,73 | 0,243 | 1198 | 0,84 | — |
| 2036 | 1,2 | 0,203 | 2608 | 0,10 | 0,218 | 1398 | 0,12 | 0,241 |
| 2488 | 1,0 | 0,150 | 3062 | 0,26 | 0,169 | 1614 | 0,13 | 0,187 |
| 3049 | 0,91 | 0,127 | 3206 | 0,02 | 0,188 | 1966 | 0,10 | 0,163 |
| 3053 | 0,86 | 0,152 | 3503 | 0,13 | 0,159 | 2201 | 0,06 | 0,161 |
| 4033 | 0 | 0,065 | 3701 | 0,08 | 0,146 | 2402 | 0,05 | 0,153 |
| | | | | | | 2586 | 0,04 | 0,164 |
| | | | | | | 2816 | 0,01 | 0,180 |

Таблица 5

Взаимосвязь проницаемости и пористости
девонских отложений Башкирии. По Д.В. Постникову

| Пласт, площадь | Проницаемость (мкм ²) при пористости (%) | | | |
|----------------------|------------------------------------------------------|-----------------|-----------------|---------------|
| | 10–15 | 15–20 | 20–25 | > 25 |
| Пласт Д ₁ | | | | |
| Туймазы | 0–0,7 (0,15) | 0,04–1,5 (0,3) | 0,1–3,0 (0,5) | 0,2–2,0 (0,8) |
| Серофимов- ка | 0–0,7 (0,1) | 0,03–1,5 (0,3) | 0,05–1,5 (0,45) | — |
| Шкапово | (0,1) | (0,22) | (0,42) | — |
| Пласт Д ₂ | | | | |
| Туймазы | — | 0,05–1,0 (0,22) | 0,1–2,0 (0,35) | 0,3–3,0 (0,8) |
| Серофимов- ка | — | 0,02–0,5 (0,12) | 0,05–1,0 (0,25) | — |
| Шкапово | — | 0–0,5 (0,15) | 0,01–0,7 (0,25) | — |
| Пласт Д ₄ | | | | |
| Туймазы | — | 0,07–2 (0,35) | — | — |
| Серофимов- ка | 0–1 (0,12) | 0,05–1,0 (0,25) | — | — |
| Шкапово | 0,01–0,5 (0,07) | 0,02–3,0 (0,25) | 0,2–0,33 (0,75) | — |

Примечание. В скобках указаны средние величины проницаемости.

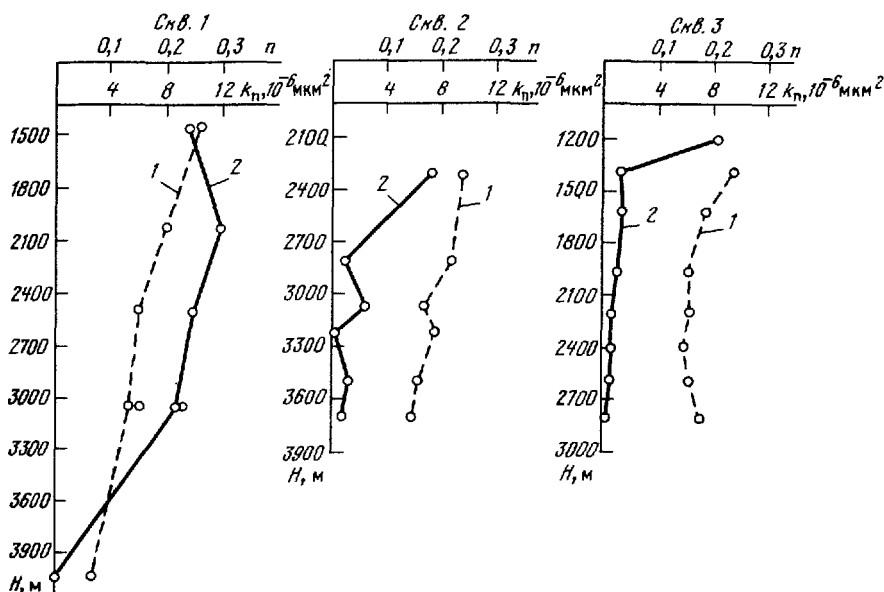


Рис. 11. Изменение проницаемости (1) и пористости (2) глин с глубиной. По Н. Магара

В табл. 4 приведены значения проницаемости k_p и пористости n глин палеогенового возраста, отобранных по разрезу трех опорных скважин. Пористость определялась методом акустического каротажа. Данный метод позволяет фиксировать суммарный объем пор (общую пористость), что, как отмечалось, не является надежным показателем проницаемости породы. Из табл. 4 видно, что с глубиной, т. е. с ростом геостатического давления наблюдается тенденция к уменьшению пористости и проницаемости. Более наглядно это видно из графиков на рис. 11, построенных на основе фактических данных Н. Магара. Здесь достаточно хорошо прослеживается лишь общая тенденция изменения проницаемости и пористости глин. В целом же по разрезу в отдельных точках опробования соотношения изменения k_p и n носят чисто случайный характер. Так в разрезе скв. 1 в интервале глубин приблизительно от 1500 до 2500 м уменьшению проницаемости соответствует рост пористости глин, а в скв. 2 на глубине примерно от 2600 до 3500 м и в скв. 3 на глубине от 1200 до 2800 м в одних и тех же точках (глубинах) опробования отмечается рост проницаемости при снижении пористости и наоборот.

Представляет интерес анализ взаимосвязи пористости и проницаемости терригенных отложений девона на территории юго-западной Башкирии (табл. 5), выполненный Д.В. Постниковым [38]. На основании выполненных исследований делается вывод о том, что проницаемость и пористость связаны статистической зависимостью и в среднем проницаемость возрастает вдвое при повышении пористости на 5 %.

Представляют интерес ряд исследований зарубежных авторов. Г.Е. Арчи [28] была предложена зависимость между пористостью n и коэффициентом проницаемости k_n песчаников, известняков и глинистых песков. В соответствии с полученными данными увеличению пористости на 3 % соответствовало десятикратное увеличение проницаемости. Аналитически эта зависимость представляется в виде:

$$k_n = A 10^{n/0,03}, \quad (13)$$

где A — постоянное число.

Ю. Нишида и др. [50] установили для бентонитовой (монтмориллонитовой) глины следующую зависимость между коэффициентом пористости ϵ и проницаемости k_n :

$$\epsilon = (0,01 M_p) (10 + \lg k_n), \quad (14)$$

где M_p — число пластичности.

Относительно k_n данное выражение может быть записано в виде:

$$k_n = 10^{\frac{\epsilon}{0,01 M_p - 0,05} - 10}, \quad (15)$$

т. е. по своей структуре зависимость (15) аналогична (13), полученной Г.Е. Арчи для скальных и песчаных пород. Однако здесь наряду с пористостью учитывается и такой параметр, как число пластичности, который отражает, с одной стороны, свойства самого скелета (частиц), с другой — свойства взаимодействующей с ним поровой жидкости. Заметим, что к свойствам твердой фазы, определяющим пластичность глин, относят прежде всего минеральный и гранулометрический состав, форму и размер частиц, состав обменных катионов, а жидкой фазы — ее химический состав и концентрацию.

Величина пластичности в зависимости от минерального состава глин может изменяться от ~ 10 –20 % (каолиновая глина) до 60 % и более (монтмориллонитовая). Коэффициент пористости этих глин ориентировочно изменяется от 0,4–0,5 (каолиновая) до 1,5–3,0 и более (монтмориллонитовая). Оценивая проницаемость глин по формуле (15), находим, что величина k_n для монтмориллонита при указанных значениях M_p и ϵ составляет $\sim 10^{-8}$ – 10^{-9} мкм², что соответствует известным данным. Однако для каолиновой глины, несмотря на существенное отличие M_p и ϵ , проницаемость составляет величины того же порядка.

В работе Н. Магара [28] исследована закономерность изменения проницаемости и пористости недоуплотненных меловых глин южных провинций Канады. Глубина залегания глин изменялась примерно от 150 до 900 м. Оценивалась зависимость $k_n^a k_n^b = f(n^a - n^b)$, где проницаемость глин представлялась в виде отношения величины k_n на глубине $H = a$ к величине k_n на глубине $H = b$, а пористость — в виде разности n соответственно на тех же глубинах. Характер распределения относительных значений k_n от величины приращения Δn показан на рис. 12. Из представленных на рисунке данных прежде всего следует, что с увеличением по-

ристости (увеличением разности значений Δl) коэффициент проницаемости возрастает, в целом зависимость $k_p = f(\Delta l)$ приближенно аппроксимируется прямой (сплошной) линией. Причем можно заметить неодинаковые масштабы изменения оцениваемых показателей Δl и k_p : при увеличении абсолютных значений пористости на сотые или десятые доли единиц коэффициент проницаемости возрастает в несколько раз. Например, приросту пористости $\Delta l = 0,2$ соответствует десятикратное увеличение проницаемости. Подчеркнем, что это характерно только для выделенного генетического типа глин (сведения о минералогии глин отсутствуют, хотя и предполагается их идентичный минералого-петрографический состав).

Для сравнения на рис. 12 показана (пунктирной линией) аналогичная зависимость $k_p = f(\Delta l)$ для скальных и песчаных пород, построенная Н.Магара [30] с использованием формулы (13). Судя по графику, проницаемость глин с увеличением пористости возрастает в меньшей степени, чем проницаемость, установленная для песчаников, известняков и глинистых песков.

Остановимся на вопросе зависимости пористости и проницаемости от размеров пор. Его изучением занимались А.А. Ханин, Д.И. Теодорович, Ф.А. Требин и др.

Величина общей пористости должна быть пропорциональна числу пор и размерам их поперечного сечения. Но эта связь является сложной, так как размеры пор обратно пропорциональны их числу. В свою очередь, размеры пор зависят от размеров частиц, а следовательно, от их удельной поверхности. Чем меньше размер частиц, тем больше их удельная поверхность и тем меньше размеры пор и проницаемость.

Зависимости проницаемости от удельной поверхности для песчано-глинистых пород изучались В.Н. Кобрановой и приводятся в работе [1]. Так, для песчаников и алевролитов девонского возраста, отобранных с Туймазинской площади, при увеличении удельной поверхности от 400 до 800 $\text{см}^2/\text{см}^3$ проницаемость уменьшилась от 1 до 3 мкм^2 . Для песчаников и алевролитов продуктивной толщи Грозненского района при увеличении удельной поверхности от 400 до 1200 $\text{см}^2/\text{см}^3$ проницаемость снизилась с 1,2 до 0,1 мкм^2 .

Как же влияет размер пор на величину пористости и проницаемости? Для реальных глинистых пород этот вопрос практически не изучался.

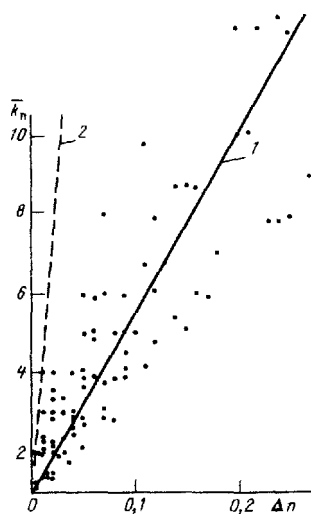


Рис. 12. Зависимость относительной проницаемости меловых глин (1) и скальных и песчаных пород (2) от пористости. По Н. Магара

Поэтому рассмотрим его применительно к фиктивным грунтам, как он освещается в работах Ф.И. Котяхова, Ф.А. Требина, К.Г. Оркина, М.М. Кусакова и других и в обобщенном виде изложен в [2].

Средний радиус пор r_c связан с пористостью n и коэффициентом проницаемости k_n соотношением:

$$r_c = 2\sqrt{\frac{2k_n}{n}}, \quad (16)$$

где r_c — радиус эквивалентной цилиндрической поры.

Существует другая зависимость, связывающая средний радиус пор с удельной поверхностью породы S и пористостью:

$$n = \frac{S r_c}{2}. \quad (17)$$

Подставляя значение n из (17) в (16), получаем зависимость между k_n , S и r_c :

$$k_n = \frac{S r_c^3}{16}. \quad (18)$$

Из формул (17) и (18) видно, что пористость и проницаемость по-разному реагируют на изменение величины среднего радиуса пор. Если пористость изменяется пропорционально первой степени r_c , то проницаемость — пропорционально третьей степени, т. е. интервал изменения проницаемости значительно больше, чем пористости. Это положение подтверждается приведенными выше примерами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ ПОР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД*

Исследования проводились рентгеновскими и электронномикроскопическими методами. Рентгеновские методы позволили получить минеральный состав пород и их текстурные показатели (табл. 6), а растровая электронная микроскопия на основе обработки полученных микрофото-снимков дала возможность оценить распределение пор по размерам. Методика рентгеновских текстурных исследований, а также методика подготовки образцов изложены в работе [5].

При электронномикроскопическом исследовании на микроскопе РЭМ-200 из каждого образца вырезалось по два препарата в виде кубиков с размером грани 4—5 мм. Для исследования использовалась только одна грань препарата, которая готовилась либо методом раскалывания, либо методом аншлифа. Приготавливаемая поверхность одного препарата была

* Раздел написан В.В. Пономаревым.

Таблица 6

Минеральный состав образцов и их текстурные показатели

| Номер образца | Место отбора образцов | Интервал отбора проб, м | Геологический возраст | Минеральный состав | $P_{001}^{\text{каолин}}$ | P_{060} | Коэффициенты ориентации | | |
|---------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|-----------|-------------------------|-------|-------|
| | | | | | | | K_1 | K_2 | K_3 |
| 2 | Участок "Пушкино" | 27,5—27,7 | K_1 | Каолинит, гидрослюда, кварц, полевые шпаты, примесь карбоната (доломита) | 1,84 | 1,04 | 1,77 | 1,7 | 1,1 |
| 5 | То же | 59,6—59,8 | J_3 | Гидрослюда, каолинит, возможен монтмориллонит, кварц, примесь полевых шпатов, кальцита, возможен хлорит, карбонат | 1,15 | 1,81 | 1,42 | 1,4 | 0,9 |
| 56 | " | 59,6—59,8 | J_3 | То же | 1,15 | 1,15 | 1,00 | 1,0 | 0,7 |
| 5г | " | 59,6—59,8 | J_3 | " | 1,69 | 1,15 | 1,96 | 1,7 | 1,8 |
| 1 | " | 140,0—140,2 | C_3kr | Гидрослюда, каолинит, карбонат (доломит), кварц, примесь полевых шпатов, хлорита | 1,26 | 0,88 | 1,43 | 1,4 | 2,3 |
| 1 | г. Друкшай | 550—557 | C_2ln | Каолинит, гидрослюда, кварц, полевые шпаты, примесь карбоната (доломита) | 2,10 | 0,96 | 2,19 | 2,8 | 1,9 |
| 1 | г. Юрмала | 227,0 | D_3^{sv} | Преобладает гидрослюда, каолинит, вероятно примесь хлорита, кварц, полевые шпаты | 1,09 | 0,93 | 1,17 | 1,1 | 1,8 |
| 34 | г. Юрмала | 911,0 | O_1 | Гидрослюда, каолинит, кварц, кальцит, примесь полевых шпатов, возможны следы хлорита | 1,43 | 1,02 | 1,40 | 1,4 | 1,0 |

Примечание. $P_{001}^{\text{каолин}}$ и P_{060} коэффициенты, характеризующие степень ориентации базальных граней и сколов частиц каолинита.

параллельна плоской части зерна, другого — перпендикулярна. Обе поверхности каждого образца готовились для того, чтобы выявить возможную анизотропию либо в распределении пор по размерам, либо в ориентации частиц и микроагрегатов. Крзовые области приготовленных поверхностей для исследования не использовались из-за возможных нарушений, возникающих при препарировании.

Далее препараты наклеивались с помощью токопроводящего клея на держатель и после высыхания клея подвергались напылению графитом и медью. Толщина напыляемого слоя была на два порядка меньше минимальных размеров изучаемой структуры, т. е. напыление структуры не искажало. Напыление производилось для устранения статического заряда, вызываемого электронным пучком, и улучшения качества изображения.

Методика подготовки препаратов для растровой электронной микроскопии описана в работе В.И. Осипова [4]. В наших исследованиях образцы высушивались на воздухе, что приводило к некоторой объемной деформации порового пространства. Однако исходная влажность образцов была небольшой, поэтому в процессе сушки количественные характеристики порового пространства изменялись незначительно [34].

После помещения препаратов в колонну электронного микроскопа осуществлялся детальный просмотр образцов по точкам и анализ характерных особенностей микростроения. Затем проводилась их фотосъемка при различных увеличениях.

Для каждого образца строились кривые дифференциального распределения по размерам хорд порового пространства параллельной и перпендикулярной поверхностей и рассчитывалась общая пористость. Построение проводилось путем построчного считывания размеров хорд порового пространства с линейки. Для удовлетворительной статистики требовалось обработать не менее 100 пор.

Каждая пора при считывании имела несколько значений длин хорд, поэтому в результате усреднения дифференциальное распределение по размерам хорд порового пространства соответствовало дифференциальному распределению средних размеров пор. Затем строились кривые $\rho f(d)$, где ρ — частота встречаемости пор данного размера, d — диаметр пор (рис. 13).

Общая пористость считывалась как частное от деления суммарной длины хорд порового пространства на длину линии считывания и выражалась в процентах.

Следует отметить, что при обработке микроснимка возможна погрешность: не каждый темный участок является порой, это может быть и выкол от отдельной частицы или агрегата, оставшихся на другой поверхности скола. Эта погрешность весьма значительна при обработке микроснимков при малом увеличении и уменьшается с ростом увеличения. Поэтому для построения кривых дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образцов обрабатывались микрофотоснимки при увеличении ~ 2000 .

Для определения размеров пор были использованы 8 естественных образцов глин, отобранных из скважин с глубин от 27 до 911 м (см. табл. 6).

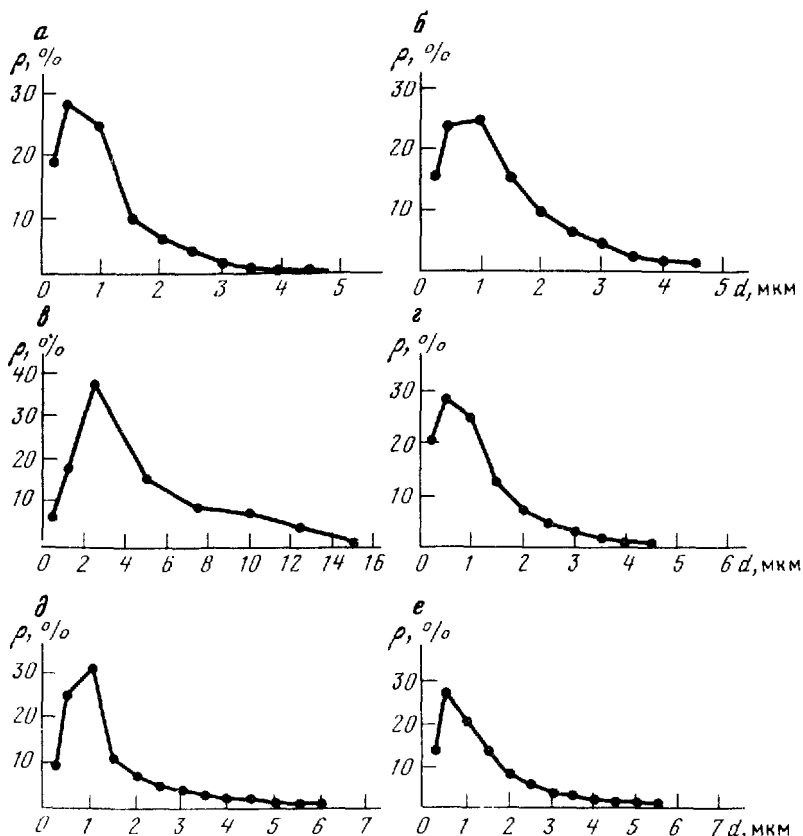


Рис. 13. Кривые дифференциального распределения средних размеров пор в глинах: Образцы (см. табл. 6): а — 2 (Пушкино), б — 1 (Пушкино), в — 1 (Друкшай); г. Юрмала: г — 1, д — 34 (для перпендикулярной поверхности), е — 34 (для параллельной поверхности)

Образец 2. Ориентация структурных элементов отсутствует. Конфигурация пор различная. Форма частиц листообразная с округлыми, либо неровными краями. Поровое пространство образца складывается из межчастичных и межагрегатных пор. Размер пор изменяется от 0,25 до 12 мкм, размер частиц и микроагрегатов — от 0,5 до 20 мкм. Средний размер частиц 1–3 мкм. Поровое пространство представлено в основном порами размера от 0,25 до 1,5 мкм. Общая пористость образца на микроуровне составила 43 %. Анизотропия распределения пор по размерам, общей пористости и ориентации структурных элементов отсутствует.

Кривая дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образца 2 приведена на рис. 13, а. Кривые распределения для параллельной и перпендикулярной поверхностей получились одинаковыми. Ориентация частиц по данным рентгеновского анализа хорошая ($K_1 = 1,77$; $K_2 = 1,7$).

Образец 1. Частицы и микроагрегаты образца ориентированы. Об этом же свидетельствуют текстурные показатели, полученные рентгеновским методом (см. табл. 6). На микроснимках частицы параллельной поверхности лежат в основном горизонтально, перпендикулярной — вертикально. Конфигурация пор и частиц различная. Имеются включения песчаных и пылеватых зерен. Поровое пространство образца складывается из межчастичных и межагрегатных пор. Размер пор изменяется от 0,25 до 8 мкм, размер частиц и микроагрегатов — от 0,5 до 10 мкм. Средний размер частиц 1—3 мкм. Поровое пространство образца представлено в основном порами размера от 0,25 до 2 мкм.

Общая пористость образца составила 50 %. Кривая дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образца 1 приведена на рис. 13, б. Распределения для параллельной и перпендикулярной поверхностей оказались идентичными.

Образец 1 (Друкшай). Топография поверхности образца очень сильно меняется от точки к точке. Структура агрегированная, имеются включения. Ориентация структурных элементов отсутствует. Конфигурация пор различная. Форма частиц листообразная. Частицы образуют микроагрегаты и агрегаты различной формы. Поровое пространство на мезоуровне представлено межагрегатными порами. Поровое пространство микроуровня складывается из межчастичных и межмикроагрегатных пор. Размер агрегатов достигает 100—150 мкм. Поровое пространство на микроуровне представлено в основном порами размера от 0,25 до 1,5 мкм. Общая пористость образца на микроуровне составила 53 %.

Кривая дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образца 1 (Друкшай) приведена на рис. 13, в.

Отсутствие ориентации на микрофотоснимках не подтверждается рентгеновскими данными, где коэффициенты ориентации K_1 , K_2 , K_3 достаточно высоки. Эти коэффициенты являются статистически усредненными по объему образца, а не точечными, как в микроскопии. Поэтому наличие упорядоченной текстуры в этом образце однозначное.

Образец 1 (Юрмала). Структура образца агрегирована и представлена в основном микроагрегатами размером от 5 до 30 мкм. Имеется преимущественная ориентация микроагрегатов в параллельной плоскости. Рентгеновские коэффициенты ориентации ($K_1 = 1,17$; $K_2 = 1,1$; $K_3 = 1,8$) также свидетельствуют об этом. Конфигурация пор и микроагрегатов различная. Поровое пространство представлено межмикроагрегатными порами. Наиболее часто встречающийся размер пор от 1 до 4,5 мкм. Общая пористость образца составила 55 %.

Анизотропия распределения пор отсутствует. Кривая дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образца приведена на рис. 13, г. Кривые распределений для параллельной и перпендикулярной поверхностей аналогичны.

Образец 34 (Юрмала). В ориентации частиц и микроагрегатов имеется некоторая упорядоченность, преобладает ориентация в параллельной плоскости. Рентгеновские характеристики составляют: $K_1 = 1,40$; $K_2 = 1,40$; $K_3 = 1$. Конфигурация пор и частиц различная. Размеры пор изменяются

от 0,25 до 12 мкм, частиц и микроагрегатов — от 0,5 до 15 мкм. Поровое пространство представлено в основном порами размером 0,3–1,5 мкм.

Общая пористость образца составила (в %): для параллельной поверхности 50; перпендикулярной — 46. Имеется некоторая анизотропия и в распределении пор по размерам. Поровое пространство перпендикулярной поверхности представлено большим числом пор размером от 0,25 до 1,5 мкм. Кривые дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства образца 34 (Юрмала) приведены на рис. 13, *д*, *е*.

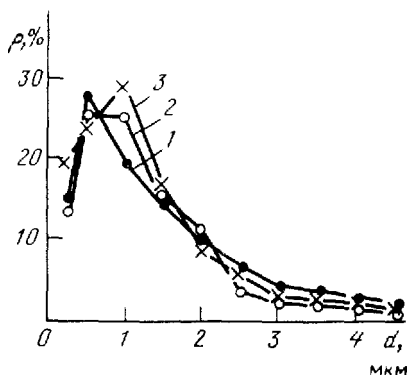


Рис. 14. Кривые дифференциального распределения средних размеров пор глины до (1) и после (2, 3) фильтрационных испытаний образцов.

Образцы (см. табл. 6): 1 — 5 (фон), 2 — 5г, 3 — 5б.

Образцы 5, 5б, 5г. Образцы 5б и 5г подвергались фильтрационным испытаниям, образец 5 использовался в качестве фонового.

Ориентация структурных элементов образцов по данным микрофотоснимков отсутствует. Конфигурация пор и частиц различная. Поровое пространство образцов складывается из межагрегатных и межчастичных пор. Размеры пор изменяются от 0,25 до 15 мкм, частиц и микроагрегатов — от 0,5 до 20 мкм. Средний размер частиц 2–5 мкм. Наиболее часто встречающийся размер пор 0,25–2 мкм.

Анизотропия распределения пор по размерам, общей пористости и ориентации структурных элементов для каждого образца отсутствует. Общая пористость образцов составила (%): для образца 5 — 50; 5б — 46; 5г — 47.

Кривые дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства этих образцов приведены на рис. 14.

Анализ кривых дифференциального распределения средних размеров пор порового пространства показал, что в образцах 5б и 5г по сравнению с образцом 5 произошло увеличение содержания пор диаметром от 0,25 до 1,5 мкм и уменьшение пор размером от 2 до 5 мкм. Доля более мелких пор (0,25–1,5 мкм) увеличилась с 75 для образца 5 до 87 % для образца 5б и 83 % для образца 5г.

Исходя из данных общей пористости и анализа кривых распределения, можно сделать вывод: поровое пространство образцов, подвергнутых фильтрационным испытаниям, претерпело некоторое сужение объема. При этом текстурные показатели R_{001} , K_1 , K_2 , K_3 для образца 5г свидетельствуют об упорядочении текстуры, а для образца 5б — о ее сохранении или даже некотором ухудшении упорядоченности. Данные определения размеров пор глинистых пород и результаты анализа этих определений приведены в табл. 7.

Таблица 7

Результаты исследования порового пространства глинистых образцов

| Номер образца | Глубина отбора, м | Общая пористость, % | Преобладающий размер пор, мкм | Доля преобладающих пор, % | Доля пор диаметром 3 мкм, % |
|---------------|-------------------|---------------------|-------------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| 2 | 27 | 43 | 0,25–1,5 | 80 | 7 |
| 1 (Пушкино) | 140 | 50 | 0,25–2 | 87 | 9 |
| 1 (Друкшай) | 550 | 53 | 0,25–1,5 | 86 | 8 |
| 1 (Юрмала) | 227 | 55 | 1–4,5 | 78 | 70 |
| 34 | 911 | 48 | 0,3–1,5 | 73 | 13 |
| 5 | 60 | 50 | 0,25–2 | 83 | 10 |
| 5б | 60 | 46 | 0,25–2 | 90 | 7 |
| 5г | 60 | 47 | 0,25–2 | 91 | 6 |

Размеры пор по большинству исследованных образцов меняются от 0,25 до 5–6 мкм, а по образцу 1 (Юрмала) — даже по 15 мкм. Преобладающие размеры пор составляют от 0,25 до 2 мкм; по образцу 1 (Юрмала) — от 1 до 4,5 мкм. На долю этих пор приходится от 73 до 91 % общей пористости.

В то же время доля относительно крупных пор $d \geq 3$ мкм составляет от 7 до 13 % общей пористости и только в образце (Юрмала) эта доля достигает 70 %. Если не учитывать этот "аномальный" образец, то приблизительно можно считать (по исследованным образцам), что на долю крупных пор падает не более 10 % общей пористости. Если общая пористость образцов составляет 43–55 %, а в среднем 49 %, то пористость, обусловленная крупными порами, не превышает 5 %. Размер частиц, агрегатов и блоков варьирует от 0,5 до 20 мкм, в некоторых образцах встречаются еще более крупные агрегаты (100–150 мкм).

Анализ микростроения и порового пространства образцов 1 и 34 (Юрмала), взятых с разных глубин, показал, что средний размер частиц и агрегатов в образце 34 значительно меньше (0,5–15 мкм), чем в образце 1 (от 5 до 20–30 мкм). Текстура по данным рентгеновского анализа (см. табл. 6) более упорядоченная. В образце 34 чаще встречаются поры более мелкие (0,3–1,5 мкм), чем в образце 1 (1–4,5 мкм), что также свидетельствует об упорядоченности строения породы с ростом глубины.

Интересно также отметить, что если в образце 1 доля пор $d \geq 3$ мкм составляет примерно 70 %, то в образце 34 она снижается до 13 %.

Фильтрация через образцы в условиях переменных температур привела к некоторому изменению порового пространства, а именно: произошло увеличение числа мелких пор за счет уменьшения крупных. Так, доля преобладающих пор размером 0,25–2 мкм от 83 % в фоновом образце 5 возросла до 91 % в образцах 5б и 5г, подвергшихся фильтрационным испытаниям. Соответственно доля более крупных пор ($d \geq 3$ мкм) уменьшилась в них от 10 до 6 %.

Таким образом, применение рентгеновских и электронномикроскопических методов позволяет дать интересную информацию по такому сложному вопросу, как структура порового пространства глинистых пород.

ВЛИЯНИЕ ТРЕЩИН НА ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГЛИН

В настоящее время вопрос о трещиноватости глин и роли трещин в проницаемости глинистых пород мало изучен и в значительной степени дискуссионен. Вместе с тем, учитывая очень низкие фильтрационные свойства глин, часто высказываются соображения относительно того, что проницаемость глин в массиве обусловлена главным образом наличием в них макро- и микротрещин.

При рассмотрении этого вопроса прежде всего необходимо выделить два основных аспекта: во-первых, следует выяснить особенности развития и характер трещиноватости в глинах и, во-вторых, оценить роль трещинной проницаемости в общей проницаемости глинистых толщ. С этими обстоятельствами непосредственно связана оценка достоверности определения параметров перетекания при использовании различных методов гидрогеологических исследований и, в частности, достоверности и представительности лабораторных определений проницаемости глинистых пород.

Как отмечалось в работах [12, 14], напряжения, испытываемые слабопроницаемыми глинистыми породами в естественных условиях и в результате хозяйственной деятельности человека и вызванные этими напряжениями деформации горных пород, и в особенности глинистых, могут приводить к возникновению зон повышенной проницаемости. В большинстве случаев возникновение этих зон приурочивается к сводовым частям положительных структур и обуславливается формированием в глинах макро- и микротрещиноватости. Способность глин к формированию трещиноватости и наличие в глинах макро- и микротрещин позволяет предполагать, что в определенных условиях процесс фильтрации в разделяющих глинистых слоях происходит по схеме гетерогенной системы, состоящей из слабопроницаемых блоков и относительно высокопроницаемых трещин.

Возникновение крупных трещин, как правило, связано с тектоническими процессами. Проницаемость этих трещин значительно выше проницаемости монолитного глинистого блока и при наличии таковых их роль в процессах перетекания и вертикального водообмена очевидна. Однако необходимо отметить, что трещиноватость в глинах (главным образом макротрещиноватость) и трещиноватость в скальных породах — это разные понятия. Трещины в глинах — это ослабленные (по прочностным показателям) зоны с нарушенной структурой, литологически и фациально представленные той же тонкодисперсной глинистой фракцией, иногда перемешанной с песком. С глубиной, а следовательно, и с ростом геостатических давлений роль этих трещин в процессе вертикального водообмена будет снижаться. В связи с этим вывод о гетерогенной схеме фильтрации относится главным образом к верхней части разреза. О резком снижении трещиноватости глинистых пород с глубиной свидетельствуют данные ряда авторов, изучавших пространственную закономерность распространения трещин в валунных глинах. Но в целом глины оказываются наиболее трещиноватыми по сравнению с другими породами. Можно также отметить, что глинистые примеси в карбонатных породах способствуют

увеличению густоты трещин: глинистые известняки интенсивнее разбиты трещинами, чем их чистые разности.

Значительное развитие в глинах получают микротрещины, обуславливающие прочность глинистых пород и в определенной степени влияющие на их фильтрационные свойства. Природа возникновения микротрещиноватости в глинах может быть различной. Микротрещиноватость в глинистых породах (аргиллитах) прослеживается на глубину до 4 км. Проявление трещиноватости на столь больших глубинах объясняется эффектом гидроразрыва под действием тектонических напряжений, при этом трещины заполнены вторичным материалом — кальцитом.

По Н.Я. Денисову [12], возникновение микротрещин в глинах происходит в тех случаях, когда в глинах имеются зародыши таких микротрещин. Наличие этих нарушений может не отражаться на механической прочности глинистых пород, однако проникновение молекул воды в зародышевые микротрещины будет сопровождаться их развитием в силу проявления расклинивающего действия тонких пленок воды, как это установил Б.В. Дерягин.

На формировании микротрещин сказываются попеременное усыхание и увлажнение, изменение температурного режима и напряженного состояния глинистых пород. Наличие микротрещин в глинистых породах связано с морфологией порового пространства. Анизотропия порового пространства приводит к анизотропии прочностных свойств и нарушению связей между глинистыми агрегатами. Установлено, что развитие микротрещин зависит от ориентации глинистых частиц (параллельная или структура карточного домика), химического взаимодействия минеральных зерен с водой, влияния наличия растворимых солей и цементирующих добавок.

Исследуя механизм трещинообразования и сопротивления связанным грунтам растягивающим усилиям Б.Ф. Рельтов [39] показал, что при возникновении растягивающих напряжений нарушается термодинамическое состояние системы: твердая, жидкая и газовая фазы. Вследствие этого может возникнуть миграция влаги в зону растягивающих напряжений, обуславливающая релаксацию этих напряжений и пластические деформации в зоне растяжения. В зависимости от соотношения между скоростями нарастания растягивающих напряжений и релаксации процесс трещинообразования может происходить хрупко либо сопровождаться пластическим течением различной деятельности. При этом важнейшими факторами, обуславливающими прочность глин, являются количество контактов в единице объема и силы взаимодействия между структурными элементами, компоненты которых имеют различную природу. Сопротивление глин растягивающим усилиям и соответственно их предрасположенность к трещинообразованию зависит также от толщины водных слоев в контактах, изменяющейся в зависимости от плотности и влажности грунта. С близких позиций к вопросу механизма трещинообразования в глинах подходит С.С. Вялов [24]. Предлагаемая им физическая теория деформирования и трещинообразования основывается на процессах микроструктурных изменений в глинах. Установлено, что при нагружении глин происходит, с одной стороны, перекомпоновка и переориентация

частиц, с другой — нарушение межчастичных связей, возникновение и развитие микротрещин, полостей и других дефектов. Нарушение связей и развитие трещин снижает прочность глин. Однако одновременно с этим протекают и процессы упрочнения, обусловленные "залечиванием" старых трещин и возникновением новых связей.

Каковы же размеры микротрещин в глинистых породах? В литературе по этому вопросу работ сравнительно мало. Интересные данные приводят В.В. Бахтин и Л.П. Гмид [30]. Они исследовали в шлифах микротрещиноватость глинистых пород, слагающих покрышки на нефтегазовых месторождениях Азербайджана и Чечено-Ингушетии. В результате анализа более 700 шлифов было установлено, что глинистые породы характеризуются значительной трещиноватостью. Микротрещины имеют раскрытость от 3 до 25 мкм. Трещинная проницаемость глин колеблется от 0,003 до 0,05 мкм². Такой же порядок ширины микротрещин дали Е.С. Ромм в 1966 г. и В.М. Смехов в 1968 г.

Ввиду того, что проницаемость глин очень низкая, распространено мнение о превалирующей роли трещинной проницаемости глин. В этой связи во ВСЕГИНГЕО провели эксперименты с целью выяснения влияния трещин на проницаемость. Для исследований использовали керновый материал меловых и палеогеновых глин, отобранный на одном из участков подземного захоронения стоков в Волгоградской области. Глубина отбора 230—670 м. Для испытаний были изготовлены 4 пары одинаковых образцов из четырех монолитов плотных аргиллитоподобных глин. На одном из образцов каждой пары делался вертикальный скол по его оси. Исследования проводились в условиях постоянных давлений гидрообжима ($P_r = 9,5$ МПа) с изменяющимися перепадами напоров (рис. 15, а, б, в) и с постоянным перепадом давлений ($\Delta P = 1$ МПа), но при изменяющихся внешних нагрузках (рис. 15, г). В качестве фильтрующей жидкости использовалась пресная вода ($c = 0,5$ г/л), температура экспериментов комнатная. В опытах с образцами 11б, 12б и 13б плоскости трещин не обрабатывались, в опыте 14б имитировался песчаный заполнитель, для чего на плоскости сколов наносились присыпки из среднезернистого кварцевого песка.

При постановке экспериментов предполагалось, что при наличии в глинах трещин их проницаемость должна резко возрасти. Однако отмечаемый эффект влияния трещин на фильтрационные свойства породы не столь значителен. Так, в опытах с образцами 11 и 13, где отмечено наибольшее различие скоростей фильтрации при всех заданных перепадах напоров, скорости различаются не более чем в 2,4 раза (см. рис. 15, а, в). В опыте же с образцами 12 скорости фильтрации при нарушенной и ненарушенной структуре близки по своим значениям (см. рис. 15, б).

Результаты опыта на образцах 14 также показывают, что при достижении давления $P_r = 3,4$ МПа, соответствующего геостатическому давлению, абсолютные величины проницаемости различаются в 2,2 раза (см. рис. 15, г). При этом следует отметить, что в рассматриваемом опыте в образце с нарушенной структурой по плоскостям трещины наносилась песчаная присыпка.

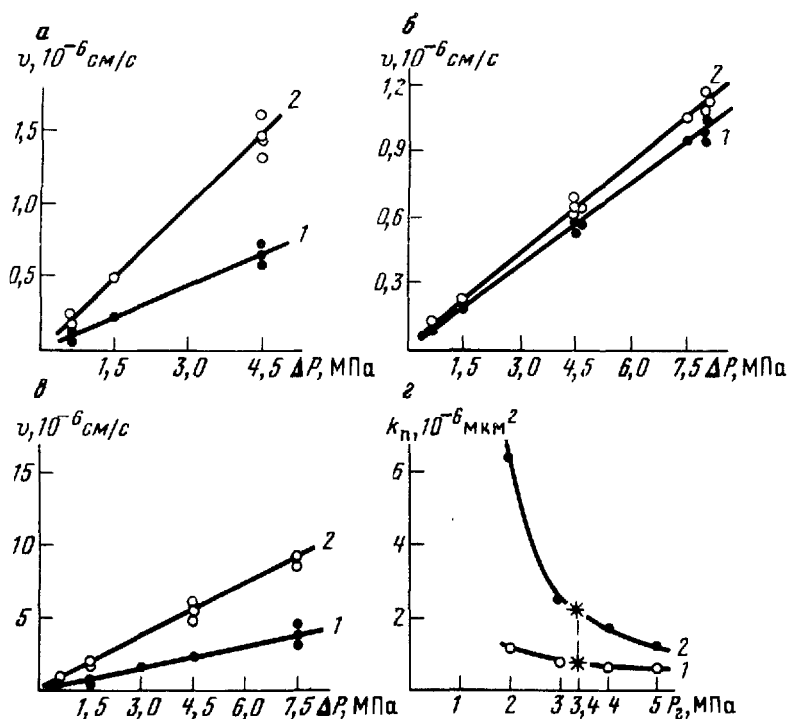


Рис. 15. Графики зависимости скорости фильтрации от перепадов давления (а, б, в) и коэффициента проницаемости от давления гидрообжима (г).

Образцы: 1 — 11а, 12а, 13а, 14а без трещины; 2 — 11б, 12б, 13б, 14б с трещиной

Таким образом, при наличии в глинах трещин их проницаемость возрастает, но в значительно меньшей мере, чем это предполагалось. Полученные результаты свидетельствуют о том, что не следует преувеличивать роль мелких трещин в изменении проницаемости глин. В естественных условиях трещины могут быть затертыми и закольматированными. Вместе с тем следует отметить, что эти выводы являются предварительными и необходимо продолжать исследования влияния трещиноватости на проницаемость глин в массиве.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ ПОРИСТОСТИ И ПРОНИЦАЕМОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД*

Свойства глин, так же как и других глинистых пород, формируются в ходе геологической истории в процессах осадочного породообразования — литогенеза и являются отражением стадийности этого процесса.

* Раздел написан Л.Д. Козыревой.

Следовательно, их изучение должно основываться на общих закономерностях осадочного породообразования.

Современная литология рассматривает осадочные горные породы как минеральные ассоциации, формирование которых происходило в течение нескольких этапов и стадий осадочного процесса гипергенеза — выветривания кристаллических и других пород, образования новых минералов, обломков пород и минералов, коллоидных и истинных растворов; седиментогенеза — переноса и отложения материала — образования осадка; диагенеза — превращения осадка в осадочную породу; катагенеза — начального изменения осадочных пород.

Формирование пористости и проницаемости глин тесно связано с общим процессом литогенеза, являясь одной из его сторон. Для познания хотя бы общих закономерностей формирования глинистых пород, их структуры и свойств (в том числе фильтрационных) необходимо различать: состав исходного материала, породообразующие факторы, обстановку, в которой действовали породообразующие факторы, процессы, вызванные действием определенного сочетания факторов и результат действия этих процессов — сами глинистые породы. Другими словами, при изучении процессов глинообразования необходим комплексный подход с учетом большого разнообразия и изменчивости факторов, а также их сложного взаимодействия друг с другом.

При рассмотрении вопроса о формировании пористости и проницаемости глинистых пород субаквального происхождения (именно эти глины являются наиболее распространенными в природе), необходимо исходить из современных представлений о структуре воды, категориях поровых вод в глинистых породах и механизме взаимодействия воды с породами. Эти понятия тесно связаны с представлениями о глинах как о структурированных дисперсных системах, в которых дисперсной фазой являются глинистые частицы, а дисперсионной средой — вода или, точнее — природный раствор. Поэтому изучение формирования глин и последовательного изменения характера протекающих в них многообразных процессов невозможно без привлечения знаний современной физической и коллоидной химии.

Механизм формирования глинистых пород и основные тенденции преобразования их свойств в ходе осадочного породообразования на основе литературных данных может быть представлен следующим образом.

Первоисточником больших масс глинистого вещества являются процессы выветривания. В длительные периоды континентального покоя создаются мощные коры выветривания в пенепленизированных областях суши, что характерно для платформенных регионов. Размыв кор выветривания и ранее образованных глинистых пород — основной фактор образования глинистых суспензий, поступающих в различные водоемы континента, лагунные и морские бассейны, где образуются глинистые осадки. Вследствие огромной удельной поверхности глинистые коллоидные системы обладают большим запасом энергии, поэтому термодинамически неустойчивы. В соответствии со вторым законом термодинами-

ки величина поверхностной энергии стремится к наименьшему значению, что достигается путем уменьшения поверхности раздела дисперсионной среды и дисперсной фазы. Это вызывает перевод системы в новое состояние, при котором глинистые частицы коагулируют, объединяясь под воздействием молекулярных сил в агрегаты. В результате коагуляции может иметь место либо осаждение хлопьевидного осадка, состоящего из массы слабосвязанных между собой агрегатов скоагулированных частиц, беспорядочно ориентированных в пространстве, либо образование единого структурного каркаса — сплошной структурной сетки, которая представляет собой как бы единый агрегат и является продуктом структурной коагуляции, протекающей во всем объеме системы. Таким образом, происходит формирование коагуляционного типа структуры в глинистом осадке. Основное воздействие в направлении снижения агрегативной устойчивости оказывают разнообразные электролиты, снижающие электрокинетический потенциал на границе раздела твердой и жидкой фаз. При смешении морских и речных вод под действием электролитов происходит коагуляция глинисто-коллоидных суспензий. Однако она не всегда доходит до конца в прибрежной части моря. Причинами этого могут быть, например, недостаточная концентрация глинистой суспензии, медленность смешения пресных и более плотных соленых вод, наличие защитных коллоидов. Вследствие этого в прибрежной части морей оседает только часть выносимого реками глинистого материала, так называемые "осадки первой коагуляции". Для них характерен неоднородный гранулометрический состав. Прибрежные илы по сравнению с глубоководными имеют более рыхлую структуру, отличаются высокой влажностью и малой плотностью, содержат примесь более грубого материала. В глубоководной части моря в глинистом осадке коагуляционная структура будет однородной и гораздо более плотной, чем в прибрежной части моря.

В случае наличия структурированных адсорбционных слоев лиофильных защитных коллоидов (например, органического вещества или поверхностноактивных молекулярных органических соединений гуминовых кислот, повышающих вязкость диффузионного слоя) может быть достигнута устойчивая стабилизация частиц даже в концентрированных дисперсных системах. Агрегативная устойчивость частиц осадка, ослабляя молекулярные Ван-дер-Ваальсовы силы сцепления между ними, делает возможным образование раздельно-частичного, параллельного плоскости напластования, компактного сложения частиц осадка. Таким образом, формируется особый тип структуры — стабилизационный. Образование такого рода структуры в глинистых осадках происходит также при условии незначительного присутствия электролитов в дисперсионной среде. В природе это бывает в пресноводных бассейнах. В этом случае формирование стабилизационной структуры происходит вследствие устойчивой стабилизации глинистых и коллоидных частиц развитыми адсорбционными и диффузными слоями.

Характер первоначального строения глинистого осадка, кроме выше

указанных (лиофильные защитные коллоиды, электролиты), определяется разнообразными факторами. Среди них можно назвать следующие: с одной стороны, кристаллохимические особенности частиц (минеральный тип), дисперсность, количественное содержание в суспензии коллоидно-дисперсных фракций, поверхностные явления, возникающие при взаимодействии частиц с дисперсионной средой, т. е. свойства дисперсной фазы; с другой — свойства дисперсионной среды — состав электролитов, растворимых органических соединений pH и Eh, наличие поверхностно-активных соединений.

Так, строение кристаллической решетки глинистых минералов и зависящая от него дисперсность являются важными факторами, регулирующими особенности процессов структурообразования. Наиболее дисперсны монтмориллонитовые глинистые минералы, наименее — каолинитовые, гидрослюдистые занимают промежуточное положение. В этом же направлении изменяются величина удельной поверхности и емкость обмена. Поэтому в зависимости от состава обменных катионов наибольшая амплитуда колебания гидрофильности, определяющая процессы структурообразования в глинистых суспензиях, будет наблюдаться у монтмориллонитовых глин, в меньшей степени — у гидрослюдистых и минимально — у каолинов.

Состав обменного комплекса в диффузном слое и явления ионного обмена в большой степени определяют величину порога коагуляции глинисто-коллоидных систем. Замена сильно диссоциирующего катиона слабодиссоциирующим вызывает сжатие диффузного слоя, препятствующего коагуляции частиц и вызывает слипание последних по наименее гидратированным поверхностям. В глинистых минералах в обменном состоянии и различном соотношении могут находиться в основном катионы K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Глины, содержащие H-ионы и образовавшиеся в условиях существенно кислой реакции среды ($pH = 3-5$), встречаются среди озерно-ледниковых, ледниковых и аллювиальных отложений и не принимаются во внимание ввиду своего ограниченного распространения.

По силе влияния на устойчивость глинистых суспензий обменные катионы располагаются в ряд $Na^+ > K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$, в монтмориллонитовых суспензиях наблюдается несколько иная закономерность.

Преимущественное содержание в обменном комплексе Na^+ в монтмориллонитовых и гидрослюдистых глинах может привести (ввиду упомянутых выше особенностей этих минералов) к образованию толстых гидратно-ионных атмосфер вокруг глинистых частиц в условиях низких концентраций электролитов (причем у гидрослюд значительно более низких), что будет служить причиной образования структур с относительно высокой степенью упорядоченности, т. е. стабилизационных. В щелочно-земельных формах монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин (у каолинита — во всех катионных формах) при любых концентрациях электролита в дисперсионной среде, вследствие отсутствия защищенности мощными гидратными атмосферами, будет наблюдаться рыхлая упаковка частиц и агрегатов, присущая коагуляционной структуре. Кроме того,

на величину гидратно-ионных слоев-стабилизаторов оказывают влияние состав и концентрация электролитов, присутствие органических соединений, значение pH окружающей водной среды и т. д.

Повышение концентрации любых электролитов в дисперсионной среде ведет к уменьшению диффузности гидратно-ионного слоя частиц и снижению электрокинетического потенциала. Поэтому в сильнозасоленных Na-монтмориллонитах и Na-гидрослюдах будет наблюдаться коагуляционная структура. Чем выше валентность противоположно заряженного иона (по отношению к глинистой частице), тем резче происходит снижение электрокинетического потенциала. Обменная адсорбция вызывает перераспределение ионов в диффузном слое и соответствующее уменьшение или увеличение его диффузности.

Величина pH дисперсионной среды влияет на суммарный отрицательный заряд частиц грунта путем изменения распространения диссоциации групп OH^- на краях частицы. Высокий pH способствует диссоциации и повышает суммарный заряд, тем самым увеличивая двойной слой; низкий pH влечет за собой обратный процесс.

Органические вещества, разлагаясь под влиянием деятельности бактерий, образуют гуминовые кислоты и их растворимые гуматы, которые активно адсорбируются на поверхности глинистых и коллоидных частиц. Интенсивной адсорбции органического вещества способствует присутствие железа, активирующего поверхность минералов.

Молекулярные слои органических веществ гидрофильны и создают устойчивую стабилизацию частиц, препятствуя их непосредственному сцеплению и обуславливая их склонность к образованию компактных стабилизационных структур.

Таким образом, в зависимости от условий осадкообразования в глинах может происходить преимущественное формирование либо стабилизационного, либо коагуляционного типа структуры, причем последний имеет гораздо большее распространение в природных глинах.

Стабилизационная структура характеризуется высокой плотностью и компактностью сложения; частицы имеют преимущественно параллельное друг другу и плоскости напластования расположение; количество свободной иммобилизованной воды очень мало.

Коагуляционная структура характеризуется рыхлостью структурной сетки и иммобилизацией в ее крупных порах большого количества свободной воды.

После выпадения глинистых осадков начинается их преобразование в породу, сопровождающееся уплотнением, частичной литификацией, обезвоживанием, аутигенным минералообразованием, переформированием первоначальных структур и текстур — т. е. диагенез. Важнейший процесс, регулирующий все остальные процессы в глинистом осадке, — дегидратация. На ранних этапах диагенеза ведущим фактором дегидратации, упорядочения структуры и уплотнения глинистого осадка являются процессы старения.

Все структурированные дисперсные системы, в том числе и глинистые осадки, подвержены процессам старения — самопроизвольному увеличе-

нию пассивности системы во времени по отношению к внешним воздействиям. В ходе этих процессов уменьшается активность поверхности частиц дисперсной фазы, увеличивается ориентация, повышается прочность сцепления частиц, постепенно утрачивается их связь с дисперсионной средой. Увеличение прочности сцепления частиц дисперсной фазы стареющей системы сопровождается сжатием структурной сетки и вытеснением части связанной дисперсионной среды. Этот процесс в коллоидной химии называется синерезисом.

Параллельно с процессами старения в глинистом осадке на стадии раннего диагенеза протекают другие разнообразные и сложные физико-химические и химические реакции: растворение, выщелачивание, кристаллизация, сорбция, ионный обмен и т. д. Важную роль на первых стадиях диагенеза играют биохимические процессы, которые ускоряют окислительно-восстановительные реакции.

Влияние процессов растворения, кристаллизации, ионного обмена сказывается на развитии ионногидратной атмосферы глинистых частиц, определяя тип структурообразования.

Огромную роль в процессах структурообразования в глинистых суспензиях играет органическое вещество, широко распространенное во многих комплексах субаквальных глинистых отложений. Уступая по содержанию минеральным компонентам, оно, однако, сильно и по-разному влияет на свойства вмещающих его глинистых пород. При определенных условиях органические соединения могут являться активными гидрофильными стабилизаторами, создающими высокую агрегативную устойчивость у глинистых частиц, и обеспечивать тем самым формирование стабилизационных структур. Однако природа влияния органического вещества на процесс структурообразования в глинах может иметь и другой, более сложный и даже противоположный характер. Так, при определенных условиях (содержание органического вещества, характер обменного комплекса глинистой составляющей) в результате коагуляции глинисто-коллоидной суспензии будет происходить формирование третьего особого типа структуры — коагуляционно-конденсационного. Он будет отличаться от собственно коагуляционного прочными необратимыми связями на контактах между глинистыми частицами.

Все эти сложные химические, биохимические и физико-химические процессы, развивающиеся в илах на стадии раннего диагенеза, протекают в самом начале на фоне и под контролем процессов старения, а затем — главным образом гравитационного уплотнения, и приводят к существенному обезвоживанию осадка. В интервале относительно небольших глубин (от 0 до 10 м — зона раннего диагенеза) влажность осадка снижается с 80 до 20 % (в зависимости от минерального состава), пористость к концу его не будет превышать 35—40 % [33].

В глинистых осадках со стабилизационным типом структуры на стадии раннего диагенеза под действием давления свободная вода удаляется достаточно легко и происходит значительное сжатие. При этом уменьшаются в объеме практически все поры ввиду их однородности, обусловленной характером сложения. После того, как влажность достигнет предела плас-

тичности, начнет отжиматься "осмотическая" вода, т. е. влага, оказывающая противодействие сближению частиц при уплотнении. "Расклинивающее" противодействие в глинах, обусловленное возрастающими силами отталкивания перекрывающихся диффузных слоев и "осмотического" давления, к концу раннего — началу позднего диагенеза прекратит дальнейшее уплотнение осадка примерно до глубин 250—300 м [33].

Если глинистые осадки имели первоначально коагуляционную структуру с беспорядочным расположением микрообъектов в пространстве и неоднородной пористостью, то в период раннего диагенеза происходят сжатие и более плотная упаковка частиц и агрегатов за счет сокращения межчастичного пространства в основном крупных пор, отжатие свободной и частично рыхлосвязанной воды с одновременно протекающей некоторой переориентацией микрообъектов.

Теоретически к концу раннего диагенеза глины с различными типами структур при прочих равных условиях будут иметь, по-видимому, разные плотность и пористость. Стабилизационные структуры будут, вероятно, более плотно сложены, и из пор, достаточно однородных по размеру, вытеснится вся осмотически связанная вода. В коагуляционных структурах, благодаря специфике пространственного взаиморасположения микрообъектов, могут сохраниться в значительном количестве крупные поры, из-за которых общая пористость станет относительно высокой. Они будут содержать свободную "иммобилизованную" и "осмотическую" воду.

Однако факт существования более высокой пористости в глинах с коагуляционной структурой отнюдь не означает, что проницаемость в них будет выше. Напротив, ввиду меньшей суммарной площади контактов и, следовательно, большего контактного давления толщина водных прослоек между контактирующими поверхностями будет меньше, а свойства воды более измененными, чем на контактах между частицами в глинах со стабилизационными структурами. Поэтому проницаемость, которая определяется проницаемостью микропор на контактах, в глинах с коагуляционными структурами будет меньше, несмотря на присутствие в них в достаточном количестве крупных пор. В естественных условиях процесс уплотнения глин с тем или другим характером структуры будет зависеть от влияния очень многих факторов: скорости осадконакопления, цементации, изменения во времени стабилизирующих факторов (емкости обмена, состава обменных катионов, органического вещества, минерального состава, минерализации поровых вод, pH и др.). Совместное влияние всех этих факторов, действующих с неодинаковой интенсивностью в разных случаях, может привести к различным результатам, т. е. к различной плотности, пористости, структурно-текстурным особенностям и т. д.

Так, процессы цементации будут препятствовать гравитационному уплотнению и могут быть причиной существования высокой пористости (более 50 %) даже на больших глубинах. Природа возрастающей в данном случае структурной прочности осадка объясняется образованием твердых контактов либо при участии цементирующих "мостиков", возникающих в результате кристаллизации из пересыщенных растворов, конденсации и полимеризации, либо непосредственно между частицами при их хими-

ческом взаимодействии. Таким путем на основе первичных структур (коагуляционных, стабилизационных) происходит формирование во времени смешанных коагуляционно-конденсационных или коагуляционно-цементационных типов структур.

Таким образом, в раннем диагенезе в рыхлом глинистом осадке происходят сложные преобразования, приводящие к существенной дегидратации, изменениям в составе и структуре твердой фазы осадка и метаморфизму илового раствора.

Поздний диагенез протекает уже в частично обезвоженных глинистых осадках. На этапе позднего диагенеза в глинах присутствует в основном адсорбционно-связанная вода, в крупных порах коагуляционных структур может находиться небольшое количество свободной и "осмотической" воды (доля последней невелика вследствие высокой минерализации поровых вод). Невысокие давления в этой подзоне (до 3 МПа) и температура (20–25 °С) недостаточны для удаления адсорбционно связанной воды, поэтому уплотнение временно прекращается до глубин 250–300 м, влажность и пористость остаются практически постоянными.

В глинах с первоначально неориентированным характером расположения частиц и агрегатов (коагуляционная структура) на этой глубине по мере увеличения давления (достигающего 3–4 МПа у нижней границы) идет процесс упорядочения текстуры, который выражается в усилении ориентировки частиц параллельно поверхности наслоения. В результате совместного действия процессов дегидратации и переориентации отчасти сглаживается основное принципиальное различие между коагуляционными и стабилизационными типами структур.

В следующей подзоне, на этапе раннего катагенеза, уплотнение возобновляется под действием возрастающих давлений и температур (соответственно до 10 МПа и до 30–40 °С). В результате влажность глин снижается до 12–14 %, а пористость до 16–24 %. Большая часть воды в этих условиях является адсорбционно-связанной. Подтверждением этого служит неизменность содержания в глинах воднорастворимых солей, количество которых вниз по разрезу, по мере уменьшения влажности, не убывает и колеблется в пределах от 1 до 1,5 %.

Можно предположить, что отжатие влаги в диапазоне глубин, соответствующих зоне раннего катагенеза, связано с влиянием температуры. Рост температуры до 40 °С усиливает трансляционное движение молекул воды, в результате чего часть влаги трансформируется в свободную и удаляется вместе с остатками свободной воды, иммобилизованной в крупных порах. Это согласуется с лабораторными наблюдениями. На этом этапе литогенеза упорядочение структуры, как правило, достигает максимального значения. По-видимому, теперь практически полностью сглаживаются различия в глинах, первоначально относящихся к разным структурным типам. Существующие у глин на таких глубинах при одинаковых влажностях различия в характере порового пространства (в соотношении между различными категориями влаги) можно объяснить разными минеральным составом и дисперсностью.

Более крупнодисперсные гидрослюдисто-каолинитовые глины имеют

меньшую удельную поверхность и больший процент крупных пор, чем монтмориллонитовые. По данным работы [33], глины гидрослюдисто-каолинитового состава после их уплотнения под давлением свыше 10,0 МПа при влажности 10–12 % наряду с преобладающими порами диаметра $< 0,1$ мкм содержат некоторое количество пор размером 0,5–1 и даже 10 мкм. Сохранению таких пор на больших глубинах способствует отжимание в них связанной воды с контактов, на которых создается относительно более высокое давление, чем в монтмориллонитовых разностях, у которых суммарная площадь контактов значительно выше, а, следовательно, давление на них значительно меньше при одних и тех же условиях. Процесс отжимания воды с контактов в эти поры будет идти до тех пор, пока аномально возросшее давление в них не вызовет структурную перестройку, которая даст возможность отжаться "лишней воде". При этом начинается образование трубчатых агрегатов с переменным сечением от 0,1 до 10 мкм, ориентированных наклонно к горизонтальной плоскости. Их формирование в гидрослюдисто-каолинитовых глинах наблюдается с глубин порядка 600–1000 м (в нижней части подзоны раннего катагенеза). По достижении влажности 12–14 % у монтмориллонитовых глин почти не наблюдается дальнейшего уплотнения и изменения пористости до глубины 1100 м (нижняя граница раннего катагенеза), в то время, как у гидрослюдисто-каолинитовых глин влажность снижается от 15 до 7 %, а пористость до 14–16 %. На глубинах свыше 1100 м при температурах более 60 °С возобновляется отжатие влаги, отвечающее зоне среднего катагенеза. В верхней части подзоны среднего катагенеза при температурах 60–70 °С происходит резкое изменение свойств адсорбционно-связанной воды, вызванное переходом большей ее части в свободную. В виде связанной в породе остается вода ближней гидратации обменных катионов (Ca^{2+} , Na^{+}).

Переход связанной воды в свободную под действием высоких температур и давлений (этому также способствует преобразование монтмориллонита через стадию смешаннослойных в гидрослюду) сопровождается формированием трубчатых агрегатов, служащих путями для отжимающейся влаги. В результате влажность монтмориллонитовых глин в подзоне среднего катагенеза снижается до 8 %, т. е. практически исчезает разница, которая существовала у верхней границы подзоны между глинами гидрослюдисто-каолинитового и монтмориллонитового составов.

Таким образом, в подзоне среднего катагенеза, несмотря на значительное уменьшение пористости (с 16 до 10 %), глины могут быть достаточно проницаемыми как вследствие изменения свойств заключенной в них влаги, так и в результате появления новых тектурных особенностей.

В этой подзоне с переходом большей части адсорбционно-связанной воды в свободное состояние изменяется не только проницаемость глинистых пород. Свободная вода, которая появляется в значительном количестве, освобождаясь от влияния твердой поверхности, получает возможность восстановить свою нарушенную структуру до состояния, характерного в данных условиях для свободной воды. Ее растворяющая способность в результате скачка в структурном состоянии резко возрастает, и она

приобретает способность к интенсивному выщелачиванию породы на пути своего движения, пока концентрация элементов в ней не достигнет уровня, соответствующего данным условиям. При этом в раствор переходят легкорастворимые соли (NaCl , CaSO_4 , MgSO_4 , MgCl_2), находящиеся до этого в порах в твердом состоянии, а также нарушается равновесие между некоторыми менее растворимыми минералами (например, карбонатами кальция и магния) и новым составом поровых вод. Параллельно с растворением карбонатов идут процессы растворения поверхности глинистых минералов и глиноземистого цемента, о чем говорит факт появления воднорастворимой формы SiO_2 , а также увеличение дисперсности глинистых частиц, происходящее несмотря на замену в обменном комплексе Na^+ на Ca^{2+} . Другими словами, в глинах ниже изотермы 70°C наблюдается аномальный горизонт, характеризующийся скачкообразным повышением проницаемости и агрессивности переходящей в свободную форму воды.

После погружения пород на глубины, где температура превышает 90°C , начинается заключительный этап обезвоживания и уплотнения глинистых пород. Он соответствует нижней части подзоны среднего катагенеза. Здесь влажность и пористость уменьшаются соответственно до 2–5 % и 5–10 %, достигая своего минимального значения. Снижение влажности и пористости происходит за счет перехода в свободное состояние еще одной части адсорбционно-связанной воды, гидратирующей, видимо, главным образом ионы Na^+ . Несмотря на малый объем освобождающейся при этом воды (2–3 %), агрессивность ее достаточно велика, что доказывается появлением в глинистых породах второго аномального горизонта между изотермами 95° – 120° на глубинах порядка 2500–3000 м. В этом аномальном горизонте, так же как и в предыдущем (ниже изотермы 60 – 70°) происходит резкое изменение строения и свойств глинистых пород, в частности: ориентированность глинистых частиц резко ухудшается, пористость, постепенно уменьшавшаяся с глубиной, несколько увеличивается.

Освобождение большей части поверхности частиц от молекул воды, экранировавших контакты между частицами, позволяет в значительной мере развиваться фазовым контактам. Поэтому ниже второго аномального горизонта, на границе подзоны среднего и позднего катагенеза, происходит качественный скачок — глины переходят в аргиллиты, появляются структуры с жесткими необратимыми водопрочными связями между частицами. В дальнейшем, т. е. на протяжении всего этапа позднего катагенеза, влажность и пористость остаются постоянными, так как в аргиллитах остается только один вид адсорбционно-связанной воды наиболее высокого уровня связи — вода, гидратирующая в основном ионы Ca и удаляющаяся при температуре около 200°C .

Таким образом, на основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Формирование глинистых пород, их структуры и свойств представляет собой очень сложный комплекс физико-химических и термодинамических процессов, начинающихся с момента седиментации в глинисто-кол-

юидной суспензии и продолжающихся далее при дегидратации и уплотнении под давлением отлагающихся сверху осадков.

2. На ранних стадиях литогенеза преобладающее значение имеют физико-химические процессы, на поздних — термодинамические.

3. Пористость и проницаемость неоднозначно меняются в процессе литогенеза глинистого осадка (породы).

4. На ранних стадиях литогенеза (диагенез) на величину пористости и проницаемости оказывает большое влияние структурный фактор. В разных структурных типах глин (коагуляционный, стабилизационный) существует качественное различие в характере пористости, а, следовательно, и проницаемости.

В результате диагенеза фильтрационная проницаемость значительно снижается как вследствие механического уплотнения осадка, так и физико-химических процессов.

5. В постдиагенетических преобразованиях влияние структурного фактора проявляется в формировании специфических структурных особенностей под действием повышающихся температур и давлений, что вызывает аномальные изменения проницаемости в результате структурно-текстурной перестройки.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ГЕОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ НА ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГЛИН

Изучение влияния физико-химических и термодинамических условий на проницаемость глинистых пород представляет значительный интерес для решения различных вопросов теоретической и прикладной гидрогеологии.

Вместе с тем экспериментальный материал по этому вопросу весьма ограничен. Несмотря на отдельные интересные работы, систематические исследования не проводились. В литературе вопрос о влиянии минерализации воды на проницаемость глинистых и песчано-глинистых пород первоначально рассматривался преимущественно в трудах нефтяников: М. Маскета, В.М. Барышева, С.Г. Мовсисяна, В.В. Девликамова, Г.Ф. Требина, В.И. Бабаляна, И.Л. Мархасина и др.

Так, М. Маскет в 1953 г. приводил данные, свидетельствующие о том, что проницаемость глинистых песчаников, замеренная по соленой воде, в сотни раз больше проницаемости этих же песчаников по пресной воде. В.В. Девликамов в 1959 г., проводя исследования с глинистыми песками, также установил, что их проницаемость для пластовой воды (высокоминерализованной) значительно выше, чем для пресной. В.М. Барышев и С.Г. Мовсисян в 1950 г. отмечали уменьшение проницаемости и пористости пород в зоне водонефтяного контакта вследствие набухания глинистых частиц при их соприкосновении с законтурной водой [25].

Значительный интерес представляют исследования М.А. Сунцова, являющиеся, по-видимому, одной из первых гидрогеологических работ по вопросу влияния подземных вод разных минерализаций на проницаемость тонкодисперсных связанных грунтов. Эксперименты проводились на образцах четвертичного суглинки, отобранного с глубин 2,0–2,5 м; в качестве фильтрующей жидкости использовались аналог порового раствора минерализации 35 г/л, восьмикратно разбавленный поровый раствор и дистиллированная вода. Данные фильтрационных испытаний показали последовательное снижение проницаемости суглинков при переходе от раствора минерализации 35 г/л к его разбавленному варианту и дистиллированной воде.

Вопросу влияния фильтрующей жидкости на уплотненные глинистые грунты, используемые в качестве экранов в накопителях сточных вод для снижения фильтрационных потерь, посвящены экспериментальные исследования В.М. Павилонского [37]. Экспериментально установлено, что при фильтрации стоков, содержащих хлоридные и сульфатные соли кальция и натрия, проницаемость глин возрастает на 1–2 порядка по отношению к проницаемости по пресной воде.

Г.М. Березкиной [3] проводились исследования влияния обменных катионов на абсолютную величину коэффициента проницаемости каолиновых и монтмориллонитовых глин. Как показали исследования, проница-

емость этих глин, содержащих ионы Na^+ , на порядок ниже, чем у глин, в поглощенном комплексе которых содержится Ca^{2+} . Влияние обменных катионов на фильтрационные свойства глин рассматривается Е.Ф. Мосьяковым в работе [31]. Исследовались моноионные глины монтмориллонит-каолинитового состава, насыщенные одно-, двух- и трехвалентными катионами. Автор, отмечая влияние валентности катионов и энергии их активации на уплотненность (пористость) глинистых паст устанавливает зависимость между коэффициентом фильтрации k и пористостью n : $k = an^b$, где a и b — эмпирические коэффициенты. При этом независимо от n коэффициент фильтрации уменьшался по следующему ряду: $\text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+} < \text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{K}^+ < \text{природная глина} < \text{Ca}^{2+}$.

В гораздо меньшей степени изучено влияние температуры на проницаемость глинистых пород. Экспериментальные исследования З.А. Водоватовой [7] показали, что проницаемость песчано-глинистых пород возрастает с ростом температур. По мнению автора, увеличение проницаемости обуславливается сокращением мощности диффузной части двойного электрического слоя и переходом рыхлосвязанной воды в свободное состояние, что, в свою очередь, вызывает увеличение эффективного объема поровых каналов. Было показано, что проницаемость песчаников (на каолинит-гидрослюдистом цементе) при повышении температуры до 90°C возрастает в среднем в 2 раза и более. Интересны исследования И.А. Бриллинга, посвященные изучению влияния температуры и давления на проницаемость глин [6]. Ею установлено, что проницаемость монтмориллонитовых паст в интервале температур от 20 до 80°C увеличивается на 2—3 порядка.

На основании выполненных Ю.В. Мухиным региональных гидрогеологических и геотермических исследований осадочного чехла центральной части Русской платформы установлено, что на больших глубинах с ростом температуры подземных вод от 10 до 100°C проницаемость пород возрастает в 5 раз.

Несколько более полно освещен в литературе вопрос о влиянии геостатических давлений на фильтрационные свойства глинистых пород. Это обусловлено, с одной стороны, наличием достаточно развитой теоретической базы, основанной на теории консолидации и упругопластического режима связанных грунтов, а с другой — давно возникшей инженерной потребностью тщательного изучения поведения глинистых пород под нагрузкой и, в частности, в практике гидротехнического строительства.

Н.В. Сергеевой показано изменение проницаемости глин при уменьшении геостатической нагрузки на кровлю глинистой толщи, залегающей на глубине ~ 40 м в основании Саратовской ГЭС. Установлено, что с уменьшением давления на пласт только на $0,4$ МПа, коэффициент проницаемости увеличивается на 2 порядка.

Ю.П. Палтанавичюсом проводились лабораторные определения коэффициента фильтрации суглинков и глин в диапазоне от $0,1$ до 1 МПа. По данным автора, с увеличением давления до 1 МПа коэффициент фильтрации суглинков уменьшился в 2,3 раза, а глин — в 8 раз. Указанный диапазон изменения давлений в естественных условиях соответствует

изменению геостатических давлений с глубиной в пределах первых десятков метров.

Исследуя распределение проницаемости по разрезу, М.А. Саттаров установил, что коэффициент фильтрации суглинка на глубине от 3 до 13 м уменьшается в 9 раз.

В глинах после снятия динамических нагрузок наблюдается явление необратимых деформаций, проявляющееся в изменении проницаемости и пористости.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились на установке УИПК-1М, позволяющей определять проницаемость горных пород в условиях, приближающихся к пластовым при давлениях на входе от 0,098 до 29,4 МПа, противодавлениях на выходе приблизительно до 29,4 МПа, геостатическом давлении от 0,098 до 57,8 МПа и температурах от 20 до 80 °С. Остановимся на ряде вопросов методики производства и обработки экспериментальных данных, связанных со спецификой поставленных задач и обусловленных особенностями физических и воднофильтрационных свойств глинистых пород.

Одна из отличительных особенностей процесса фильтрации в глинах — длительное изменение проницаемости во времени, прежде чем процесс выйдет на стационарный режим [3]. С этими обстоятельствами связаны, с одной стороны, значительная продолжительность экспериментов, с другой — повышение требования к точности определения фильтрационных расходов. При проведении экспериментов образцы глинистых пород предварительно выдерживались в заданном режиме давлений и перепадов напоров до стабилизации фильтрационных параметров образца. Как показали исследования, наиболее значительные изменения проницаемости наблюдаются в течение первых 2—3 сут, когда значения коэффициента проницаемости глин в отдельных случаях уменьшаются на 30—50 % по сравнению с первоначальными. В дальнейшем эти изменения менее значительны и ими можно пренебречь (коэффициенты проницаемости, определенные на 5 и 10 сут различаются не более чем на 5 %). В качестве измерительного устройства на установке использовался капиллярный расходомер, калиброванный с точностью до 0,0001 см³.

Исследования производились на образцах цилиндрической формы диаметром 3 см и высотой от 3 до 5 см. В ходе фильтрационных испытаний образцы подвергались соответствующим давлениям всестороннего гидробжима. Для имитации естественных геостатических условий задавались необходимые нагрузки, величина которых определялась с учетом следующих обстоятельств.

Как известно, в природном залегании горная порода испытывает воздействие геостатического давления, создаваемого весом вышележащих пород. Давление на глубине H определяется произведением объемной массы пород на мощность вышележающей толщи. Если среднюю объемную массу принять равной 2,3 г/см³, то геостатическое давление

P_r составит 0,022 Н (Н в метрах). Одновременно на скелет воздействует и гидростатическое давление, препятствующее сжатию породы под влиянием геостатической нагрузки. Величина этого давления определяется как $P_r = 0,0098$ Н. Таким образом, результирующее уплотняющее давление может быть представлено в виде разности этих нагрузок; причем в качестве геостатического принимается лишь часть этого давления $P_r = 0,022$ Н — 0,85 (0,0098 Н) $\approx 0,014$ Н. Данная зависимость и использовалась для определения требуемого давления в системе гидрообжима образца.

Исследования влияния минерализации и состава жидкости на проницаемость глин проводились на естественных каолиновых, монтмориллоновых глинах и глинах смешанного минерального состава, песчано-глинистых смесях с различным содержанием Са- и Na-монтмориллонитовых глин и искусственных монтмориллонитовых глинах с преобладающим содержанием в составе поглощенного комплекса катионов Ca^{2+} и Na^+ . В качестве фильтрующей жидкости использовались пресная вода и растворы хлоридных, сульфатных и нитратных солей; концентрация растворов изменялась от 0,1 до 150 г/л; температура комнатная (20–25 °С).

Модифицированные разности монтмориллонита получены путем соответствующей обработки монтмориллонитов растворами хлористого натрия и кальция с последующей отмывкой глинистых суспензий от анионов Cl^- , центрифугированием и уплотнением в специальных прессформах. При конечном удельном давлении примерно в 3,2 МПа образцы были выдержаны в течение нескольких лет. В ходе испытаний на установке УИПК-1М давление гидрообжима образцов Са- и Na-монтмориллонита соответствовало конечному удельному давлению. Природные образцы подвергались обжигу, соответствующему давлению, испытываемому этими образцами в естественных условиях. На каждой ступени минерализаций образцы выдерживались в течение 3–5 сут до полной стабилизации фильтрационных расходов, после чего определялась проницаемость пород.

Для изучения причин и механизма изменчивости фильтрационных свойств глинистых пород возникла необходимость в проведении ряда дополнительных физико-химических исследований. В первую очередь, это относится к изучению условий взаимодействия системы растворенные катионы — катионы поглощенного комплекса. С этой целью на искусственных образцах Са- и Na-монтмориллонитовых глин в специальном эксперименте, а в дальнейшем и на всех образцах, до и после испытаний определялись состав и содержание обменных катионов. В экспериментах по изучению изменения проницаемости естественных монтмориллонитовых глин в зависимости от направления изменения минерализации фильтрующей жидкости (по отношению к минерализации порового раствора) изучались также возможные изменения их физических свойств.

Исследования влияния температуры на проницаемость глин проводились на естественных каолиновых, монтмориллонитовых и слюдяных глинах и их разностях с использованием дистиллированной воды и растворов солей NaCl , CaCl_2 и Na_2SO_4 различной концентрации. Экспериментальные работы на каолиновых глинах осуществлялись в трех диапазонах

температур: 20–25 (комнатная), 50–60 и 80–90 °С, на монтмориллонитовых и слюдястых глинах было увеличено число промежуточных точек в области температур 40–70 °С. Перед повышением температур образцы выдерживались в установке при заданном давлении гидробожима в течение 5–7 сут. Для исключения влияния температурного гистерезиса образцы вначале подвергались многократным нагревам и охлаждениям. За исходные значения проницаемости (при комнатной температуре) принимались их постоянные значения, не изменяющиеся после очередного цикла нагрев — охлаждение. При последующем нагревании на каждой температурной точке образец выдерживался в течение 1 сут. Температурный режим регулировался электротермическим методом (взамен термостатирования, предусмотренного на УИПК-1М в заводском исполнении), позволяющим значительно сократить время стабилизации температуры на каждой ступени до 2–3 ч и увеличить верхний диапазон изменения температур до 100 °С и выше.

В рамках настоящих исследований при обработке экспериментальных данных потребовалось определение вязкости растворов солей NaCl , CaCl_2 и Na_2SO_4 в условиях изменяющихся температур и минерализаций. Поскольку в опубликованной литературе отсутствуют достаточно детальные справочные данные о значениях вязкости растворов при различных температурах (в экспериментальных исследованиях, кроме того, возникла необходимость определения этого параметра при конкретных соотношениях минерализаций и температур), величина динамической вязкости определялась расчетом по методике Л.Л. Эзрохи с использованием данных В.П. Морозова.

Исследования влияния геостатического давления на проницаемость глин проводились как в режиме однонаправленных, возрастающих нагрузок, так и в режиме многократно меняющихся давлений по схеме: нагрузка — разгрузка — нагрузка — и т. д. Диапазон изменения давлений выбирался с таким расчетом, что максимальные значения гидробожима образца P_r не превышали геостатических давлений, испытываемых породой в условиях ее естественного залегания. Этим обеспечивалась необходимая сохранность образцов от разрушения. Минимальные значения P_r обеспечивали достаточно плотный боковой обжим образца, исключая возможность пристеночной фильтрации в кернодержателе установки. На каждой ступени давлений образец выдерживался в течение не менее 5–10 сут.

При постановке экспериментов по изучению влияния минерализации и температуры на проницаемость глинистых пород наряду с проведением специальных физико-химических исследований (исследование изменений состава поглощающего комплекса), параллельно для кальциевых и натриевых модификаций монтмориллонита и отдельных образцов естественной монтмориллонитовой глины определялись их текстурные показатели (с использованием рентгеновского дифрактометрического метода). Испытания проводились на опытной партии образцов, аналогичных применяемым в экспериментах, и в соответствующих экспериментальным режимам температур и минерализаций. Каждый из образцов

подвергался определенному виду фильтрационных испытаний при заданных температуре или минерализации, после чего выполнялись рентгеноструктурные анализы показателей их текстуры. Исследование возможных текстурных изменений глин осуществлялось путем сравнительной оценки опытного (испытанного) образца с контрольным (не подвергшимся испытанию). Рентгеноструктурный анализ применялся также для определения минерального состава глин. Изучалось влияние минерализации и состава фильтрующейся жидкости, а также состава катионов поглощенного комплекса на проницаемость каолиновых и монтмориллонитовых (естественных и искусственных) глин. Использовались три вида растворов — NaCl , CaCl_2 и Na_2SO_4 . Исследуемые естественные глины характеризуются примерно равным содержанием каолинита и монтмориллонита и незначительными примесями гидрослюда.

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И СОСТАВА ФИЛЬТРУЮЩЕЙСЯ ЖИДКОСТИ

Задача исследований заключалась в определении влияния хлоридных, сульфатных и нитратных растворов на проницаемость глин. Для решения этих задач использовались различные по минеральному составу естественные глины и образцы искусственно приготовленных глинистых паст одного минерального состава с разными катионами (табл. 8).

Результаты экспериментов на глинах интерпретировались по следующим признакам: влияние минерализации растворов и состава растворов обменных катионов на проницаемость глин.

Механизм изменения проницаемости глин при фильтрации вод различных минерализаций и составов

Прежде чем перейти к анализу результатов экспериментальных исследований влияния подземных вод разных составов и минерализаций на проницаемость глинистых пород, необходимо представить себе тот процесс, который вызывает изменение проницаемости глин.

Для объяснения возможного механизма этого процесса, воспользуемся изложенными в гл. 2 представлениями о структуре и свойствах связанной воды в глинистых породах.

Преимущественное значение в изменении проницаемости глин имеет слой рыхлосвязанной воды (или диффузный слой). Образование диффузного слоя в значительной степени обусловлено гидратацией глинистых частиц у их поверхности в результате процесса поверхностной диссоциации глинистых минералов в водной среде [23].

Сущность процесса поверхностной диссоциации глинистых минералов в общих чертах заключается в следующем. Под влиянием полярных молекул воды поглощенные катионы, наименее прочно связанные с глинистой частицей, переходят в водную среду и вместе с присоединенными молекулами воды располагаются ориентированным образом на некотором расстоянии от поверхности глинистых частиц. Эти катионы в совокупности с присоединенными молекулами воды представляют диф-

фузный слой глинистых мицелл, заполняющий большую (или всю) часть порового пространства глин. Процесс поверхностной диссоциации глинистых минералов тесно переплетается с осмотическим процессом передвижения воды из внешней среды к базальным поверхностям глинистых частиц, вокруг которых и формируется гидратно-ионный диффузный слой.

Критерием диссоциации глинистых минералов является активность A или активная концентрация обменных катионов в воде в конкретных условиях системы глина — вода — ионы. Степень поверхностной диссоциации α глинистых минералов показывает отношение активности обменных катионов к общему их количеству на поверхности глинистых минералов, т. е. к емкости обмена E . Следовательно, $A = \alpha E$. Чем больше катионов перешло в водную среду, т. е. чем больше их концентрация в воде, тем значительнее диффузный слой и тем меньше проницаемость глин.

Количество катионов, перешедших в водную среду, зависит от: общего их количества, поглощенного глинистой частицей (или от емкости поглощения, или, что то же, от емкости обмена E глины); способности (степени диссоциации) перехода поглощенных катионов в водную фазу. Очевидно, чем больше емкость обмена и чем больше степень диссоциации, тем большее количество катионов перейдет в водную среду и тем мощнее будет диффузный слой.

Емкость обмена (или емкость поглощения) зависит от минерального типа глин; наибольшей емкостью обмена характеризуются монтмориллонитовые глины, наименьшей — каолинитовые; гидрослюдистые глины занимают промежуточное положение.

Степень диссоциации α , как уже отмечалось выше, определяется характером катионов; по убыванию α получим ряд: $\text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$. Отсюда, наиболее мощный диффузный слой, а следовательно, наименьшую проницаемость можно ожидать у монтмориллонитовых глин, содержащих катионы натрия. И, наоборот, относительно слабо развитый диффузный слой и поэтому более высокую проницаемость следует ожидать у каолинитовых глин, в особенности содержащих катионы кальция. Все это позволяет увязывать фильтрационные свойства глин с их емкостью обмена.

Кроме того, на переход катионов в водную фазу и развитие диффузного слоя влияют концентрация и состав фильтрующегося раствора. Если фильтрующаяся вода пресная, то диссоциация глинистых частиц и переход катионов в водную среду будут максимальными, а, следовательно, максимальным будет и развитие слоя рыхлосвязанной воды (диффузного слоя) и поэтому проницаемость окажется минимальной. И, наоборот, если фильтрующаяся жидкость — концентрированный раствор, то и диссоциация, и диффузный слой будут минимальными, а проницаемость — максимальной. На рис. 16 показана зависимость толщины тонкого пристенного слоя раствора в капилляре от концентрации раствора электролита. Таким образом, ожидается минимальная проницаемость глин по пресным водам и ее увеличение с ростом концентрации раствора.

На интенсивность развития гидратно-ионных оболочек (диффузный слой, рыхлосвязанная вода) глинистых частиц сильно влияет состав поглощенного комплекса и его изменение в процессе катионного обмена

Условия проведения экспериментов

| Место отбора монолита (номер скважины) | Порода | Интервал отбора, м | Стратиграфический индекс | Номер опыта | Фильтрующаяся жидкость (ее концентрация, г/л) | h , см | P_r , МПа | ΔP , МПа |
|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|--------------------------|-------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|-------------|------------------|
| п. Огланлы | Искусственные уплотненные пласты Na-монтмориллонит Са-монтмориллонит | 5—10 | Р | 1—3 | Пресная вода и растворы NaCl, CaCl ₂ и Na ₂ SO ₄ ; (10—11, 5) | 3 | 3,14 | 0,098 |
| | | | | 4—6 | То же | 3 | 3,14 | 0,098 |
| г. Киев (221, 234) | Глина каолиновая с примесью гидрослюда и монтмориллонита | 140—150 | J ₁ bt | 1—3 | Пресная вода и раствор NaCl (3—150) | 3—4 | 2,60 | 0,098 |
| | | | | 4—6 | Пресная вода и раствор CaCl ₂ (3—150) | 3—4 | 2,60 | 0,098 |
| | | | | 7—8 | Пресная вода и раствор Na ₂ SO ₄ (3—150) | 3—4 | 2,60 | 0,098 |
| г. Шадринск | Глина монтмориллонитовая (диатомитовая) | 200—201 | Р | 1 | Раствор NaCl и дистиллированная вода | 3 | 2,84 | 0,098 |
| | | | | 2 | Растворы NaCl (1, 50) | 3 | 2,84 | 0,098 |
| Азово-Кубанский артезианский бассейн (52) (99) | Глина монтмориллонитовая с примесью гидрослюда Глина монтмориллонит-каолинового состава с примесью гидрослюда и неглинистых | 3—5 501,3—511,4 | Р | 1 | Раствор NaCl и дистиллированная вода | 4 | 0,88 | 0,196 |
| | | | | 2 | Растворы NaCl (1, 50) | 4 | 0,88 | 0,196 |
| | | | | 2 | Пресная вода и раствор Na ₂ SO ₄ (15) | 1,9 | 6,86 | 0,245 |
| | | | | 3 | Пресная вода | 1,9 | 6,86 | 0,245 |
| | | | | 4 | Раствор KNO ₃ (15) | 2,05 | 6,86 | 0,245 |

| | | |
|--------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|
| | минералов (кварц, полевые шпаты) . Порода серая, плотная аргиллитоподобная | |
| г. Красноярск (99) | Глина каолинит-монтмориллонитового состава с примесью гидрослюда и неглинистых минералов (кварц, полевые шпаты, вероятно, хлориты) . Порода серая, макрослоистая, опесчаненная | 537,6— 552,4 |
| (100) | Глина монтмориллонит-каолинитового состава с примесью гидрослюда и неглинистых минералов (кварц, полевые шпаты, вероятно, хлориты) . Порода серая, плотная аргиллитоподобная | 649,2— 660 679,6— 689,7 |
| (101) | Глина каолинит-монтмориллонитового состава с примесью гидрослюда и неглинистых минералов (кварц, полевые шпаты, вероятно, хлориты) . Порода светло-серая, слоистая, плотная, жирная | 418,2— 428,2 |

| | | | | | |
|---------------------|---|---------------------------------------|------|------|-------|
| $J_1mk_2 + J_2it_1$ | 5 | Пресная вода | 2,45 | 6,86 | 0,245 |
| | 6 | Раствор NaCl (15) | 2,25 | 6,86 | 0,245 |
| | 7 | Пресная вода | 2,65 | 6,86 | 0,245 |
| | 8 | Раствор KCl (15) | 1,35 | 6,86 | 0,245 |
| $J_1mk_2 + J_2it_1$ | 1 | Пресная вода | 1,3 | 7,64 | 0,245 |
| | 2 | Раствор $MnSO_4 \cdot 5H_2O$ (15) | 1,25 | 7,64 | 0,245 |
| | 3 | Пресная вода | 0,74 | 7,64 | 0,245 |
| | 4 | Раствор $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ (15) | 0,89 | 7,64 | 0,245 |
| | 5 | Пресная вода | 1,84 | 7,64 | 0,245 |
| | 6 | Раствор $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ (15) | 1,12 | 7,64 | 0,245 |
| $J_1mk_2 + J_2it_1$ | 1 | Пресная вода | 0,95 | 9,21 | 0,245 |
| | 2 | Раствор $CaCl_2$ (15) | 0,93 | 9,21 | 0,245 |
| | 3 | Пресная вода | 1,85 | 10 | 0,245 |
| | 4 | Раствор $NaNO_3$ (15) | 1,85 | 10 | 0,245 |
| | 5 | Пресная вода | 1,6 | 102 | 0,245 |
| | 6 | Раствор $FeCl_3 \cdot 6H_2O$ (15) | 1,6 | 102 | 0,245 |
| $J_1mk_2 + J_2it_1$ | 1 | Пресная вода | 0,93 | 5,98 | 0,245 |
| | 2 | Раствор $Co(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ (15) | 1,13 | 5,98 | 0,245 |
| | 3 | Пресная вода | 0,87 | 5,98 | 0,245 |
| | 4 | Раствор K_2SO_4 (15) | 0,87 | 5,98 | 0,245 |

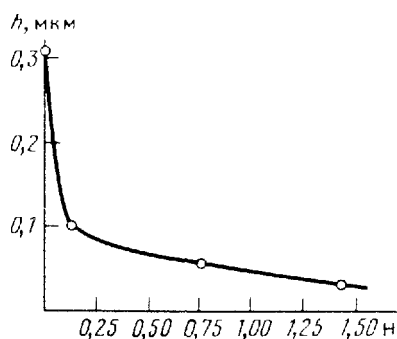


Рис. 16. График зависимости толщины h тонкого слоя водного раствора электролита от его концентрации.
По Е.М. Сергееву

При фильтрации растворов через глины можно выделить два вида взаимодействия раствора с породой с точки зрения влияния этого взаимодействия на фильтрационные свойства пород.

при фильтрации жидкости через глины. Обмен происходит между катионами поглощенного комплекса и катионами раствора, что подтверждается проведенным экспериментом.

Монтмориллонитовые глины с преобладающим содержанием катионов натрия или кальция обрабатывались растворами NaCl и CaCl_2 концентрации 55 и 60 г/л. По окончании обработки по методике Гедройца был выполнен анализ состава и величины емкости обмена (табл. 9).

Из табл. 9 видно, что при обработке глины концентрированным раствором существенно меняется состав исходной емкости обмена.

Таблица 9

Изменение состава поглощенных катионов в глинах*

| Тип глины | Состав катионов | Емкость поглощения, ммоль/100 г | |
|-------------------|------------------|---------------------------------|-----------------|
| | | до обработки | после обработки |
| На-монтмориллонит | Ca^{2+} | 6,40 | 71,04 |
| | Mg^{2+} | 11,73 | 5,76 |
| | Na^+ | $> 7,0$ | 0,87 |
| | K^+ | 0,10 | 0,12 |
| | Сумма катионов | Не определялась | 77,79 |
| Са-монтмориллонит | Ca^{2+} | 67,84 | 7,68 |
| | Mg^{2+} | 6,4 | 5,12 |
| | Na^+ | 0,70 | $> 7,0$ |
| | K^+ | 0,16 | 0,10 |
| | Сумма катионов | 75,10 | Не определялась |

* На-монтмориллонитовые глины обрабатывались раствором CaCl_2 концентрации 55 г/л, Са-монтмориллонитовые — NaCl концентрации 60 г/л.

Первый — когда фильтруются растворы, содержащие те же катионы, что и поглощенный комплекс. В этих условиях, когда катионный обмен практически отсутствует и качественный состав поглощенного комплекса не меняется, изменение толщины диффузного слоя (толщины гидратно-ионного слоя) будет определяться в основном концентрацией раствора, вернее различием концентраций фильтрующейся жидкости и порового раствора.

Второй — когда фильтруется раствор, не содержащий катионы, входящие в исходный поглощенный комплекс; изменение проницаемости глины в этом случае будет носить более сложный характер. С одной стороны, изменение проницаемости будет определяться видом нового катиона, поступающего в поглощенный комплекс, с другой — концентрацией фильтрующегося раствора. Здесь могут быть разные сочетания этого двойного воздействия.

Наибольшей степенью диссоциации и максимальным развитием гидратных слоев характеризуются глины, в составе поглощенного комплекса которых преобладают катионы натрия; эти глины должны обладать минимальной проницаемостью и наибольшим диапазоном ее изменения под влиянием фильтрующихся растворов разной концентрации.

Наименьшей степенью диссоциации и минимальным развитием гидратных слоев отличаются глины с преобладанием катионов кальция; в этих глинах предполагается наибольшая проницаемость.

Следовательно, если при фильтрации через глины в результате катионного обмена в составе поглощенного комплекса появятся катионы натрия, следует ожидать уменьшения проницаемости, а если кальция — повышения проницаемости. Поэтому с позиций наибольшего увеличения проницаемости при смене фильтрующейся пресной воды хлоридным раствором CaCl_2 следует ожидать в Na-монтмориллонитовой глине. В этой глине проницаемость по пресной воде будет минимальной вследствие значительного развития диффузного слоя под влиянием поглощенных катионов натрия и их интенсивной диссоциации в пресной воде.

При последующей фильтрации раствора CaCl_2 произойдет замещение в поглощенном комплексе катионов натрия на катионы кальция, степень диссоциации которых во много раз слабее, чем у натрия, и которые формируют относительно небольшие (по сравнению с катионами натрия) гидратно-ионные слои. Помимо того, что уменьшение толщины диффузного слоя произойдет в результате катионного обмена, он будет также подавляться под влиянием концентрации раствора. Это двойное, направленное в одну сторону воздействие должно дать наибольшее увеличение проницаемости.

Влияние минерализации растворов

Исследования проводились на искусственно приготовленных образцах монтмориллонитовой глины, на образцах естественной каолиновой глины юрского возраста, отобранной в районе г. Киева, и образцах естественной монтмориллонитовой (бентонитовой) глины палеогенового возраста,

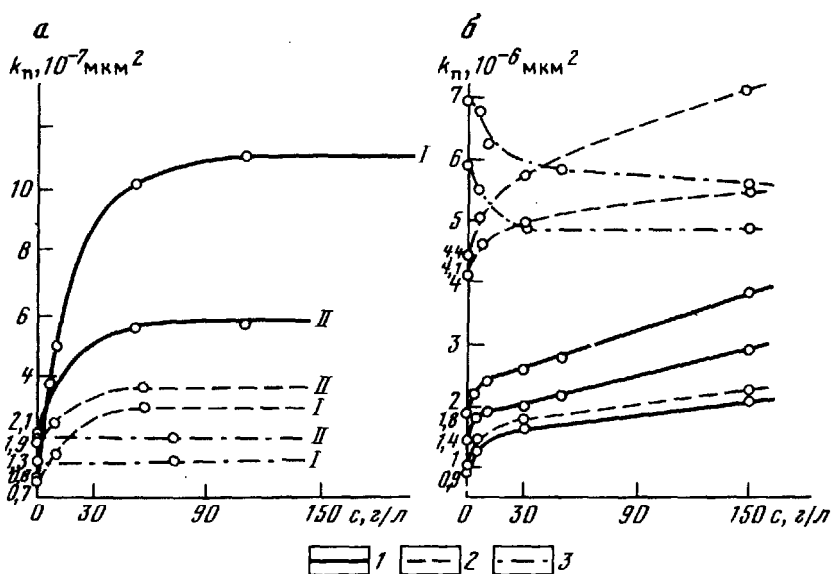


Рис. 17. Графики зависимости проницаемости Na- и Ca-монтмориллиновой (а) и каолиновой (б) глин от минерализации и состава фильтрующей жидкости. Глины: I — Na-монтмориллонит, II — Ca-монтмориллонит; растворы: 1 — NaCl, 2 — CaCl₂, 3 — Na₂SO₄

отобранной в районе г. Шадринска. В экспериментах с искусственными глинами использовались два типа монтмориллонита: в одном случае в составе поглощенного комплекса преобладали катионы Na⁺, в другом — Ca²⁺. Через образцы фильтровались сначала дистиллированная вода, затем растворы NaCl, CaCl₂ и Na₂SO₄, концентрации которых составляли (г/л): 10—11, 55—60, 115 и 150 (рис. 17, а).

Анализ результатов показал, что при фильтрации дистиллированной воды (где $s = 0$) абсолютные значения коэффициентов проницаемостей k_n для обеих разновидностей глин неодинаковы: величина k_n кальциевых глин в среднем в 2,4 раза выше, чем у натриевых. Заметим, что аналогичная закономерность отмечалась и на песчано-глинистых смесях (см. табл. 1). Так, увеличение содержания в песке Na-монтмориллонита только до 2 % снижало проницаемость песчано-глинистой смеси по сравнению с чистым песком ($k_n = 20 \text{ мкм}^2$) почти в 100 раз, а увеличение содержания Ca-монтмориллонита в том же песке до 13 % снижало проницаемость только в 40 раз.

На рис. 17, а видно, что с увеличением минерализации растворов NaCl и CaCl₂ коэффициент проницаемости глин возрастает. Основным прирост значений k_n наблюдается в области концентраций до 10—30 г/л. Так, при переходе от дистиллированной воды к хлоридным растворам концентрации 10 г/л проницаемость в зависимости от типа глины и раствора возрастает в 1,5—6,3 раза, а с увеличением концентрации от 10 до

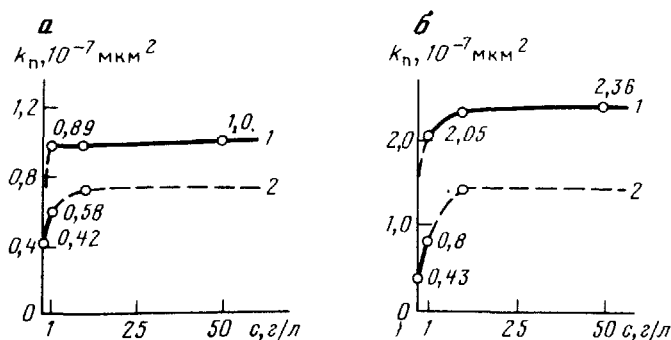


Рис. 18. Графики зависимости проницаемости монтмориллонитовой глины от минерализации фильтрующихся растворов NaCl (1) и дистиллированной воды (2) по отношению к минерализации порового раствора

55–60 г/л — в 1,3–2,3 раза. При увеличении же концентрации раствора от 55–60 до 100–115 г/л коэффициент проницаемости практически не меняется.

Наибольший рост проницаемости отмечается в Na-монтмориллонитовых глинах: при переходе от дистиллированной воды к раствору CaCl_2 ($c = 55$ г/л) величина k_n увеличилась в 13 раз, а при переходе от дистиллированной воды к раствору NaCl той же концентрации — в 4,2 раза. В Са-монтмориллоните в тех же условиях проницаемость возросла по растворам: NaCl в 2 раза; CaCl_2 в 2,7.

На рис. 17, б показано влияние минерализации на проницаемость естественной каолинитовой глины. Результаты этих экспериментов также свидетельствуют о том, что с ростом минерализации хлоридных растворов проницаемость каолинита возрастает. В диапазоне минерализаций от 0 до 150 г/л величина k_n увеличивается в 2,1–2,7 раза при фильтрации раствора NaCl и в 1,34–2,3 раза при фильтрации растворов CaCl_2 . Наиболее значительные изменения коэффициента проницаемости отмечаются в диапазоне минерализаций от 0 до 10 г/л. Так, уже при минерализации 3 г/л k_n увеличился почти в 1,5 раза. В области концентраций от 10–30 до 150 г/л изменение проницаемости менее значительно.

В рамках рассматриваемых исследований представляло интерес изучение характера изменения проницаемости глины в зависимости от направленного увеличения или уменьшения изменения минерализации фильтрующейся жидкости по отношению к минерализации порового раствора. С этой целью из двух монолитов естественных монтмориллонитовых глин были изготовлены две пары образцов. На каждой паре вначале определялась проницаемость по жидкости, состав которой близок к составу порового раствора. Далее через каждый образец фильтровалась или дистиллированная вода, или раствор NaCl концентрации $c = 50$ г/л. Минерализация поровой жидкости c_n в естественном состоянии равна примерно 1 г/л с преобладающим содержанием ионов Na^+ и Cl^- . С учетом этого в качестве аналога поровой жидкости использовался раствор NaCl с минерализацией $c_1 = c_n \sim 1$ г/л (рис. 18).

Как видно из рис. 18, начальные значения проницаемостей по каждой паре образцов несколько различаются, что объясняется их микронеоднородностью. Видно также, что проницаемость глин по отношению к исходным значениям k_p (при $c = c_n$) уменьшается в случае, если поровой раствор заменяется на дистиллированную воду, и увеличивается, когда минерализация фильтрующейся жидкости выше поровой (см. рис. 18).

Результаты определения физических свойств глины, выполненные до начала фильтрационных испытаний и после запусков дистиллированной воды и раствора NaCl, даны в табл. 10.

Как видно из табл. 10, при фильтрации дистиллированной воды общая пористость несколько возрастает и уменьшается при запуске растворов NaCl ($c = 50$ г/л). Поскольку в процессе ведения экспериментов всестороннее давление обжима поддерживалось постоянным, уменьшение пористости монтмориллонита, очевидно, связано с доуплотнением породы.

Таблица 10

Физические свойства монтмориллонитовых глин

| Номер опыта | До испытаний | | | После запуска H_2O | | | После запуска раствора NaCl ($c = 50$ г/л) | | |
|-------------|--------------|-------------------------|---------|----------------------|-------------------------|---------|---------------------------------------------|-------------------------|---------|
| | $W_e, \%$ | $\Delta, \text{г/см}^3$ | $n, \%$ | $W_e, \%$ | $\Delta, \text{г/см}^3$ | $n, \%$ | $W_e, \%$ | $\Delta, \text{г/см}^3$ | $n, \%$ |
| 1 | 40,8 | 1,49 | 61,8 | 62,87 | 1,57 | 65,2 | 56,3 | 1,46 | 61 |
| 2 | 36,0 | 1,73 | 54,1 | 55 | 1,87 | 56,5 | 51 | 2,05 | 49 |

Таким образом, рассмотренные результаты однозначно свидетельствуют о влиянии хлоридных растворов на проницаемость глин: с ростом концентрации растворов NaCl и $CaCl_2$ коэффициент проницаемости возрастает.

С ростом концентрации сульфатного раствора (см. рис. 17) проницаемость или остается постоянной — в опытах с монтмориллонитовой глиной, или даже несколько снижается — в опытах с каолиновой глиной. Первоначально такое влияние сульфата натрия на проницаемость глины объяснялось спецификой взаимодействия сульфат-иона с глиной. Однако последующие многочисленные эксперименты, выполненные и по другим сульфатным растворам (о чем будет сказано ниже), не подтвердили этого. Хотя подчеркнем, что влияние растворов солей на проницаемость глин, несомненно, определяется не только катионным составом фильтрата, но и его анионными компонентами.

Исследования проводились на естественных каолинит-монтмориллоновых глинах, отобранных с глубин примерно от 400 до 700 м на одном из полигонов подземного захоронения. В целом имеют близкий полиминеральный состав с высоким (иногда до 50 %) содержанием неглинистых фракций. В экспериментах имитировались геостатические нагрузки, соответствующие условиям залегания образцов в естественных условиях; температура поддерживалась в пределах 20°C . В исходном состоянии (до фильтрационных испытаний) производился анализ состава поглощенных катионов глины, аналогичные определения выполнялись в конце каждого эксперимента (после запуска соответствующих растворов солей). В качестве фильтрующей жидкости использовались: пресная вода (пластовая жидкость минерализации 0,5 г/л) и хлоридные, сульфатные и нитратные растворы минерализации 15 г/л. Интервалу минерализаций 0,5–15 г/л, согласно предыдущим исследованиям, соответствует область

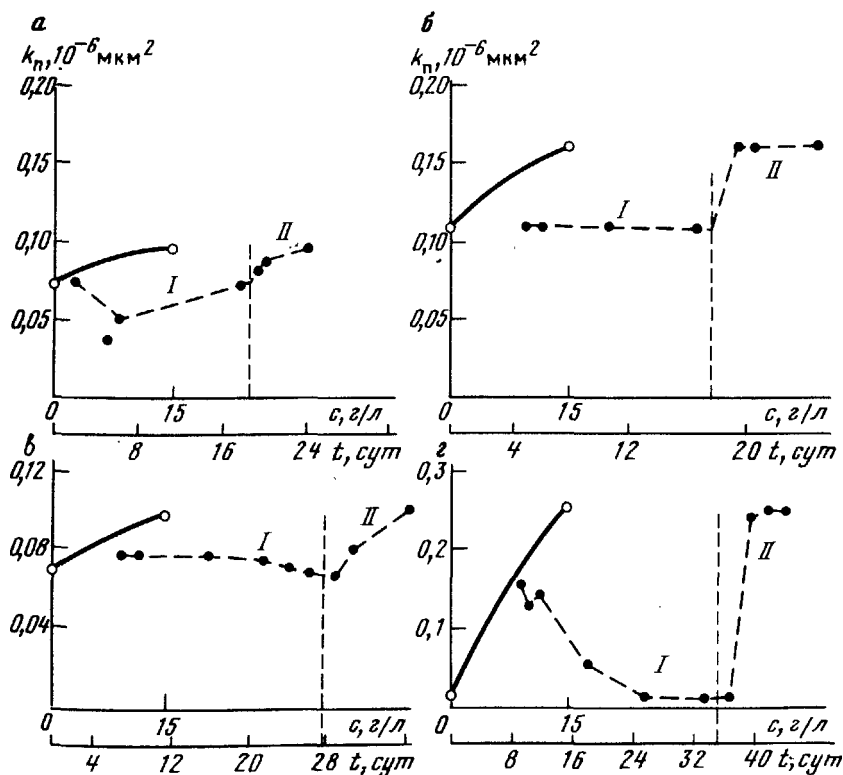


Рис. 19. Графики зависимости $k_n = f(t)$ и $k_n = f(c)$ при фильтрации хлоридных растворов.

Растворы: а — NaCl; б — KCl; в — CaCl₂; г — FeCl₃

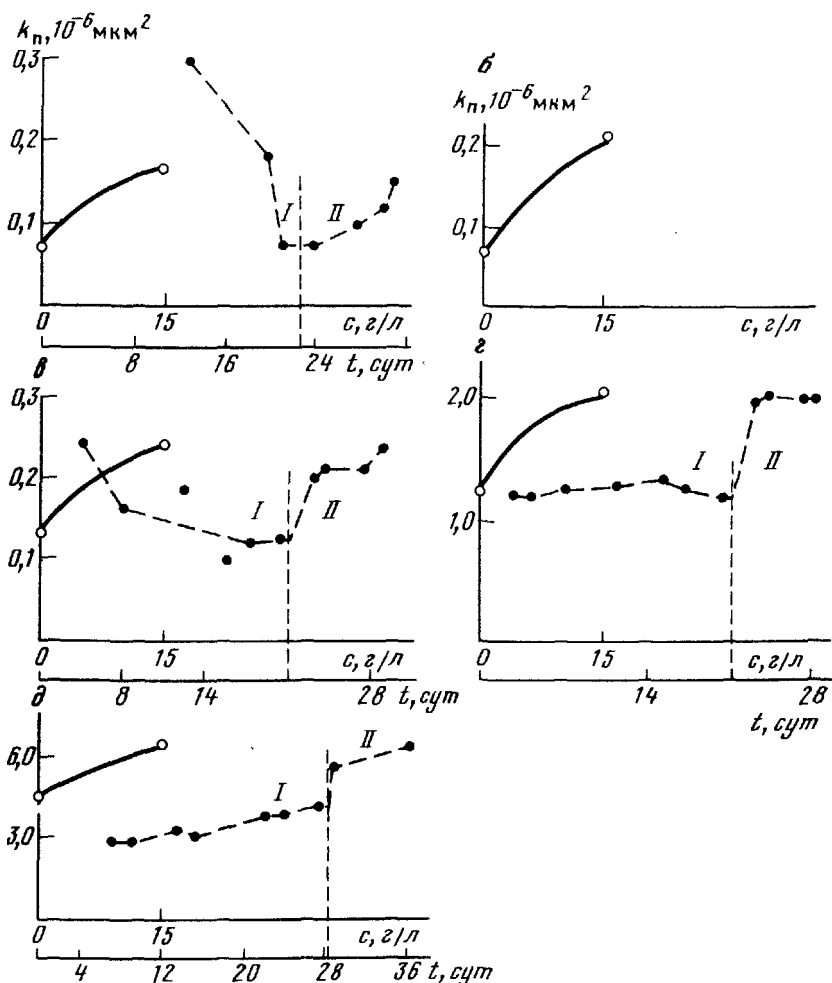


Рис. 20. Графики зависимости $k_n = f(t)$ и $k_n = f(c)$ при фильтрации сульфатных растворов

Растворы: а — Na_2SO_4 ; б — K_2SO_4 ; в — ZnSO_4 ; г — MnSO_4 ; д — NiSO_4

максимального изменения коэффициента проницаемости, чем и обусловлен выбор максимального значения $c = 15 \text{ г/л}$. Через каждый образец вначале фильтровалась пресная вода, затем соответствующий раствор соли. Продолжительность каждого отдельного эксперимента составляла от 24 до 41 сут и определялась временем стабилизации фильтрационных расходов. Время стабилизации в общем случае составляло не менее 15–20 сут. Результаты выполненных экспериментов представлены на рис. 19, 20, 21 и в табл. 11. На всех рисунках для каждого образца приводятся 2 вида графиков: собственно графики зависимости $k_n = f(c)$ и временные

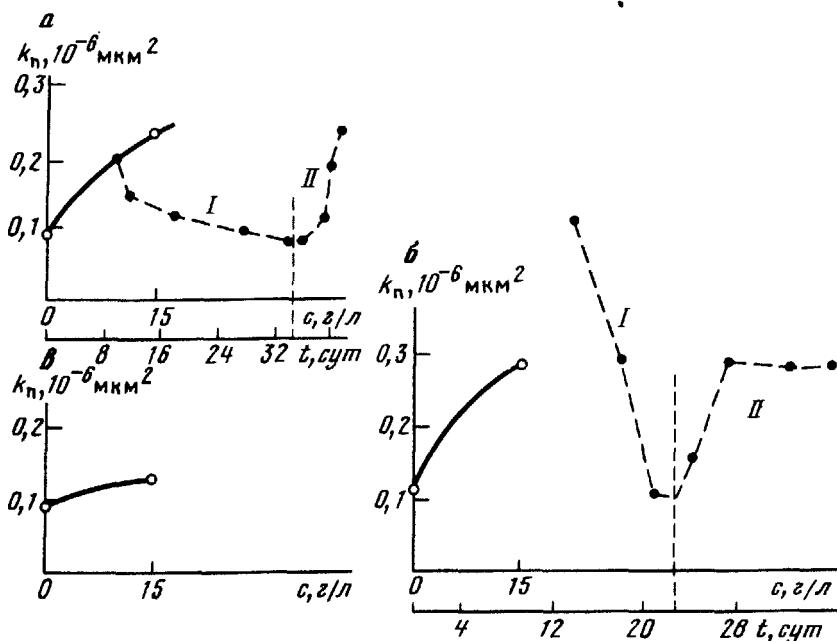


Рис. 21. Графики зависимости $k_n = f(t)$ и $k_n = f(c)$ при фильтрации нитратных растворов

Растворы: а — NaNO_3 ; б — KNO_3 ; в — $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$

графики зависимости $k_n = f(t)$, отражающие кинетику процесса изменения коэффициента проницаемости глины во времени. Участок I графиков $k_n = f(t)$ соответствует времени фильтрации через образец пресной воды (1 этап), II — фильтрации соответствующего раствора электролита (2 этап). В качестве исходных величин k_n для построения графиков $k_n = f(c)$ принимались конечные значения проницаемости первого и второго этапов.

Как видно из рис. 19, 20, 21, в большинстве экспериментов при фильтрации пресной воды наблюдается тенденция к понижению коэффициента проницаемости глины во времени. После замены пресной воды на соответствующий раствор электролита проницаемость возрастает. При этом в одних случаях после запуска раствора коэффициент проницаемости возрастает и в дальнейшем не изменяется, т. е. процесс фильтрации сравнительно быстро стабилизируется, а в других случаях тенденция к росту проницаемости сохраняется, и можно ожидать, что результирующий эффект влияния раствора на величину k_n окажется более значительным. В этой связи следует отметить следующее. Во-первых, с точки зрения корректности постановки эксперимента для получения истинных значений параметра k_n важно установить момент выхода процесса на стационарный режим фильтрации — достижения не изменяющихся во времени значений коэффициента проницаемости. И, во-вторых, что представляет

Таблица 11

**Результаты исследования влияния состава жидкости
на проницаемость глин**

| Фильтрующий раствор | Номер опыта | $k_{п}^1/k_{п}^2, 10^{-6} \text{ мкм}^2 \text{ при}$ | | $k_{п}^2/k_{п}^1$ | |
|---------------------------------|----------------|------------------------------------------------------|----------------------|-------------------|--------|
| | | $c = 0$ | $c = 15 \text{ г/л}$ | | |
| <i>Хлоридные растворы</i> | | | | | |
| NaCl | 1 | 0,072 | 0,084 | 1,31 | (1,23) |
| | 2 | 0,14 | 0,16 | 1,14 | |
| KCl | 3 | 0,17 | 0,24 | 1,41 | (1,43) |
| | 4 | 0,11 | 0,16 | 1,45 | |
| CaCl ₂ | 5 | 0,049 | 0,094 | 1,92 | (1,77) |
| | 6 | 0,061 | 0,098 | 1,61 | |
| FeCl ₃ | 7 | 0,025 | 0,26 | 10,4 | (12,7) |
| | 8 | 0,018 | 0,27 | 15,0 | |
| <i>Сульфатные растворы</i> | | | | | |
| Na ₂ SO ₄ | 9 | 0,072 | 0,17 | 2,37 | (2,76) |
| | 10 | 0,06 | 0,19 | 3,17 | |
| K ₂ SO ₄ | 11 | 0,082 | 0,25 | 3,06 | (3,08) |
| | 12 | 0,067 | 0,21 | 3,12 | |
| ZnSO ₄ | 13 | 0,13 | 0,24 | 1,85 | (1,62) |
| | 14 | 1,24 | 1,72 | 1,39 | |
| MnSO ₄ | 15 | 1,21 | 2,06 | 1,70 | (1,38) |
| | 16 | 0,41 | 0,44 | 1,07 | |
| NiSO ₄ | 17 | 0,27 | 0,36 | 1,33 | (1,38) |
| | 18 | 4,40 | 6,32 | 1,44 | |
| <i>Нитратные растворы</i> | | | | | |
| NaNO ₃ | 19 | 0,063 | 0,25 | 3,97 | (3,25) |
| | 20 | 0,091 | 0,23 | 2,53 | |

| Фильтрующий раствор | Номер опыта | k_{Π}^1 и $k_{\Pi}^2, 10^{-6}$ мкм ² при | | k_{Π}^2/k_{Π}^1 | |
|-----------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------|--------------|-----------------------|--------|
| | | $c = 0$ | $c = 15$ г/л | | |
| KNO ₃ | 21 | 0,058 | 0,23 | 3,97 | (3,30) |
| | 22 | 0,11 | 0,29 | 2,63 | |
| Co(NO ₃) ₂ | 23 | 0,089 | 0,13 | 1,46 | (1,40) |
| | 24 | 0,059 | 0,079 | 1,34 | |

Примечание. В скобках даны средние значения относительной проницаемости.

интерес с позиций изучения кинетики взаимодействия фильтрующего раствора (его компонентов) с глиной, физические процессы, протекающие в глинах и обуславливающие изменение их фильтрационных свойств, могут быть относительно длительными по времени.

Изменение проницаемости глин в процессе длительной фильтрации отмечалось в работах Н.Ф. Бондаренко, В.М. Павилонского, Г.М. Березкиной и др. В исследованиях В.М. Павилонского, в частности, отмечались случаи, когда при смене пресной воды на раствор коэффициент фильтрации уплотненных глин изменялся на протяжении 125–490 сут. Изменение коэффициента фильтрации автором связывается с определенными физическими, химическими и физико-химическими процессами, протекающими в грунте — изменение состава обменных катионов, растворение и удаление с фильтратом компонентов грунта, образование новых соединений, химическая и механическая коагуляция и пр. Динамика и величина изменений k_{Π} определяются типом фильтрующей жидкости. Причем в отношении влияния на проницаемость глин разные процессы могут иметь и различную направленность. Так, в результате ионно-обменных реакций после запуска раствора при замене двухвалентных катионов (например, Ca²⁺ и Mg²⁺) на одновалентные (например, Na⁺) возрастает гидрофильность глин — их способность связывать и удерживать воду. Вследствие этого будет происходить дополнительное набухание грунта, снижение размеров пор и, как следствие, уменьшение проницаемости. В этом случае возможно дополнительное диспергирование глинистых фракций, распад отдельных агрегатов и коагуляция порового пространства глин. В случае же вымыва глинистых фракций их проницаемость должна возрастать.

Г.М. Березкиной явление изменения проницаемости во времени рассматривалось в связи с оценкой влияния структурно-текстурных показателей глины на ее фильтрационные свойства. Было отмечено, что при длительных фильтрационных испытаниях проницаемость глинистых пород может значительно уменьшиться. Однако сколько-нибудь значительных изменений в структуре и текстуре глин под влиянием временного фактора не наблюдалось.

Представленные на рис. 19, 20, 21 результаты исследований влияния состава (и минерализации) жидкости показывают, что по всем видам фильтрующихся растворов проницаемость глин выше, чем по пресной воде.

Хлоридные растворы. Как видно из табл. 11, минимальный эффект увеличения коэффициента проницаемости отмечается при фильтрации раствора NaCl — проницаемость изменяется в среднем в 1,23 раза; по растворам KCl — в 1,45 раза, CaCl₂ — в 1,75 раза. Очень резкое увеличение проницаемости наблюдается при фильтрации раствора FeCl₃ — в 12,5 раза. По степени влияния на интенсивность роста коэффициента проницаемости (при одинаковой минерализации) рассматриваемые хлоридные соли располагаются в ряд: FeCl₃ > CaCl₂ > KCl > NaCl (I). Принимая во внимание одинаковый анионный состав растворов данных солей, катионные составляющие этого ряда могут быть записаны в следующей последовательности: Fe³⁺ > Ca²⁺ > K⁺ > Na⁺ (II). Представленный ряд находится в соответствии с аналогичным рядом активности катионов по энергии их поглощения (адсорбция) глинами, который в более расширенном виде был приведен в гл. 1.

Остановимся более подробно на данной последовательности. В указанном ряду располагаются катионы с различными валентностью и ионными радиусами. Как известно, с ростом заряда увеличивается сила электростатического притяжения к противоположно (отрицательно) заряженной поверхности частиц, что повышает энергию поглощения катиона или же, наоборот, снижает энергию выхода. Катионы с большей валентностью (зарядом) более интенсивно поглощаются глинами, чем катионы с меньшей валентностью (за исключением водорода); а прочность связи с глинистой частицей катионов одной и той же валентности тем больше, чем больше их атомный номер. Прочность связи зависит и от степени гидратации, которая в пределах одной валентности уменьшается с увеличением радиуса катиона. Уменьшение же степени гидратации равносильно повышению заряда и увеличению электростатической силы притяжения ионов к поверхности глинистых частиц. Следовательно, среди катионов одной валентности наибольшей энергией поглощения обладают ионы с большим радиусом и меньшей степенью гидратации.

С ростом валентности катионов в глинах возрастает содержание прочносвязанной воды и, наоборот, уменьшается содержание рыхлосвязанной воды (сокращается толщина диффузного слоя).

Учитывая сказанное и предполагая, что именно с процессом разрушения диффузного слоя воды у поверхности глинистых частиц связана феноменология явления изменения проницаемости глин, можно высказать предположение о соответствии экспериментальных данных теоретическим представлением о влиянии катионов различной валентности на масштабы роста коэффициента k_n .

В рассматриваемых экспериментах с хлоридными растворами отмечается резкое увеличение (более чем на порядок) проницаемости глины при фильтрации раствора FeCl₃. Более высокие значения k_n по раствору FeCl₃ по сравнению с величинами k_n по другим растворам подтверждают влия-

ние валентности катиона на содержание связанной воды, хотя возможно, что столь значительный прирост коэффициента проницаемости в какой-то степени объясняется и низкими начальными значениями проницаемости образцов при $c = 0$. Абсолютные значения k_p при фильтрации пресной воды здесь в несколько раз ниже, чем при фильтрации растворов NaCl , KCl и CaCl_2 .

Сульфатные растворы. При фильтрации сульфатных растворов максимальный эффект увеличения проницаемости отмечается по растворам хлористого натрия и калия (см. табл. 11, рис. 20). Прирост проницаемости для Na_2SO_4 и K_2SO_4 соответственно составил 2,76 и 3,08. Видно также, что в отличие от хлоридных растворов здесь не устанавливается закономерности аналогичной ряду (I). В рассматриваемых опытах использовались сульфатные растворы одновалентных щелочных и двухвалентных цветных металлов. Предполагалось, что при фильтрации растворов ZnSO_4 , MnSO_4 и NiSO_4 изменение проницаемости будет более значительным, чем при фильтрации растворов NaSO_4 и K_2SO_4 . Однако, как показали исследования, при фильтрации растворов двухвалентных металлов эффект изменения проницаемости оказался минимальным: k_p возрастает лишь в 1,38 и 1,62 раза, т. е. гораздо меньше, чем по растворам одновалентных металлов, что соответствует изменению проницаемости при фильтрации хлоридных растворов (NaCl , KCl , CaCl_2). При сравнительном анализе результатов предыдущей серии экспериментов с настоящими обращают на себя внимание неодинаковые масштабы увеличения k_p по хлоридным и сульфатным растворам одинакового катионного состава. Так, при фильтрации растворов NaCl и KCl коэффициент проницаемости возрастает в 1,25 и 1,43 раза, а при фильтрации растворов Na_2SO_4 и K_2SO_4 проницаемость увеличилась соответственно в 2,76 и 3,08 раза.

Нитратные растворы. Данные эксперименты выявили аналогичный с предыдущим случаем характер изменения проницаемости: максимальное изменение величины k_p отмечается для растворов солей одновалентных щелочных металлов (NaNO_3 и KNO_3) — 3,25 и 3,30 раза и в меньшей степени для раствора соли двухвалентного катиона $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ — в 1,4 раза.

Таким образом, проницаемость глинистых пород существенно зависит от минерализации и состава фильтрующейся жидкости: под влиянием концентрированных хлоридных растворов проницаемость значительно возрастает по сравнению с проницаемостью той же породы для пресной воды. В зависимости от минерального типа глин, минерализации и состава фильтрующейся жидкости и поглощенных катионов коэффициент проницаемости глин возрастает в несколько раз или даже на порядок и более. Увеличение проницаемости глин обусловлено сложными процессами физико-химического взаимодействия фильтрующейся жидкости с породой. В условиях длительной фильтрации изменение проницаемости существенно зависит от фактора времени.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Исследования проводились на естественных каолиновых, монтмориллонитовых и слюдистых глинах, алевролите и глинистом песчанике; в качестве фильтрующей жидкости применялись дистиллированная вода, хлоридные и сульфатные растворы различной концентрации. В процессе ведения экспериментов геостатическая нагрузка на образцы и перепад напоров жидкости поддерживались постоянными. Температурный режим изменялся в пределах от 20 до 90 °С.

В первой серии экспериментов на каолиновых и монтмориллонитовых глинах из каждого монолита было изготовлено по несколько одинаковых образцов, на одних из которых исследования проводились с использованием дистиллированной воды, на других — с использованием соответствующего раствора электролита (табл. 12). В опыте 22 на слюдистой глине использовалась только дистиллированная вода, а на алевролите и глинистом песчанике — раствор NaCl концентрации $c = 29$ г/л (аналог пластовой жидкости). Эксперименты выполнялись по схеме возрастающих температурных нагрузок от минимальных комнатных температур до 80–90 °С.

Во второй серии экспериментов изучалось гистерезисное явление проницаемости. В ходе этих исследований образцы подвергались периодически меняющимся нагревам и охлаждениям. Опыты на одних образцах были доведены до получения постоянных, не изменяющихся после очередного цикла нагрева — охлаждения значений коэффициента проницаемости, на других завершены по окончании первого цикла нагрева — охлаждения.

В случае, когда конечная температура либо превышала, либо не доходила до 80 °С, значения k_p определялись графически. По всем образцам при фильтрации как дистиллированной воды, так и растворов отмечался рост проницаемости с увеличением температуры (рис. 22). Влияние температуры на рост проницаемости сказывается примерно одинаково как по дистиллированной воде, так и по растворам солей (имеется в виду одинаковый темп прироста проницаемости от начальной до конечной точки).

Ранее было отмечено, что с ростом концентрации хлоридных растворов проницаемость глинистых пород возрастает в несколько раз и даже на порядок. Можно было предполагать, что под совместным воздействием минерализации и температуры рост проницаемости будет значительно большим, чем под влиянием только температуры. Иначе говоря, при фильтрации хлоридного раствора с увеличением температуры рост проницаемости предполагался значительно большим, чем при фильтрации дистиллированной воды в том же интервале температур. Оказалось, однако, что темп прироста проницаемости с увеличением температуры примерно одинаков как по дистиллированной воде, так и по растворам. Правда, только по этому показателю недостаточно судить об эффективности совместного воздействия температуры и минерализации на проницаемость глин. Из рис. 22 видно, что при одинаковом темпе прироста проницаемости все кривые проницаемости по хлоридным растворам

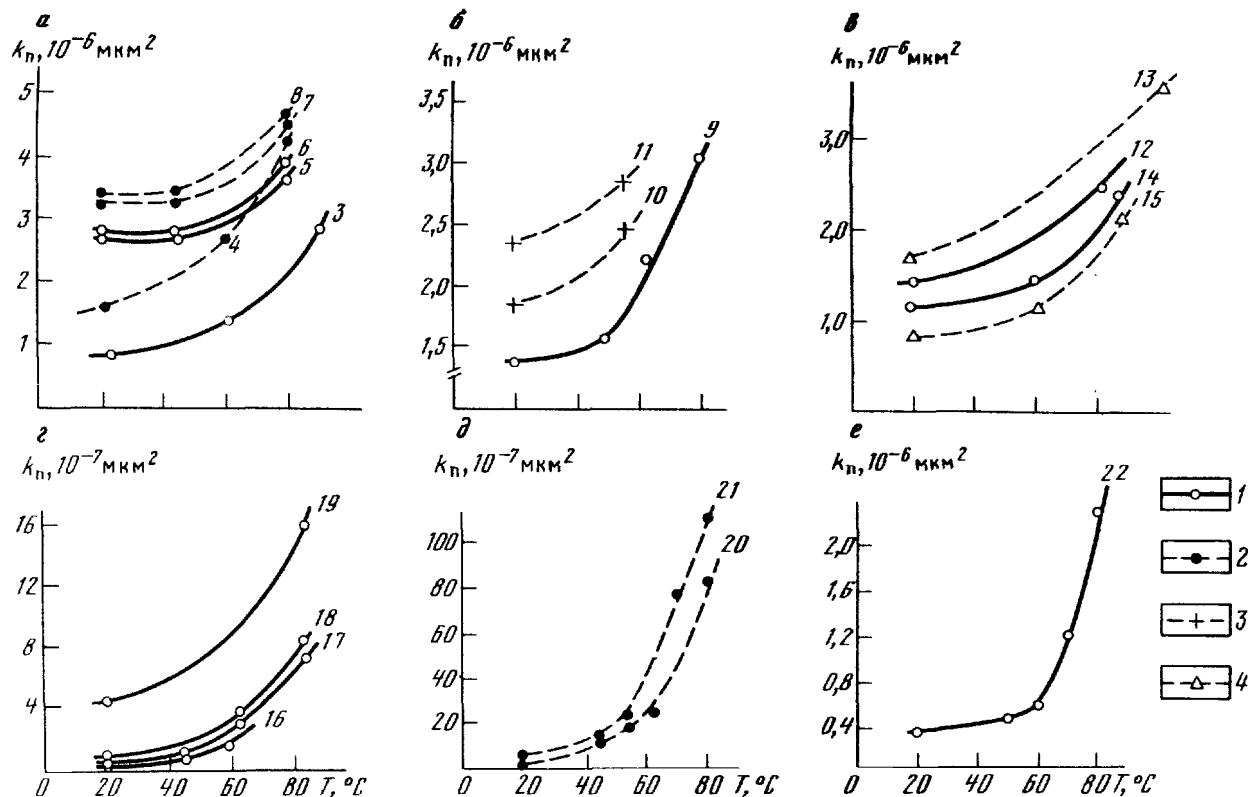


Рис. 22. График зависимости проницаемости каолиновой (а, б, в), монтмориллонитовой (г, д) и слюистой (е) глин при фильтрации дистиллированной воды, хлоридных и сульфатного растворов от температуры.

1 — по дистиллированной воде; по растворам: 2 — NaCl, 3 — CaCl₂, 4 — Na₂SO₄. Цифрами на графиках даны номера опытов (см. табл. 12)

Условия ведения экспериментов и результаты влияния температуры на проницаемость глин и глинистых пород

| Место отбора монолита (номер скважины) | Интервал отбора, м | Геологический возраст | Порода | Номер опыта | Высота образца, см | P_r , МПа | ΔP , МПа | Фильтрующий раствор | c , г/л | t , °C | | $k_n 10^{-6}$ мкм ² | | Относительная проницаемость |
|------------------------------------------------|--------------------|-----------------------|----------------------------------------------------------|-------------|--------------------|-------------|------------------|---------------------|-----------|-----------|----------|--------------------------------|-------------|-----------------------------|
| | | | | | | | | | | Начальная | Конечная | Начальный | Конечный* | |
| Нагутское месторождение минеральных вод (1 РГ) | 2480—2552 | $k_1 h$ $k_1 b_2$ | Алеврит | 1 | 3,3 | 5,88 | 0,098 | NaCl | 29 | 20 | 90 | 1,14 | 38,6 (25,5) | 22 |
| | | | Песчаник глинистый | 2 | 3,7 | 5,88 | 0,098 | NaCl | 29 | 20 | 90 | 0,82 | 30,7 (18,6) | 22 |
| г. Киев (231, 234) | 135—150 | $J_1 bt$ | Глина каолиновая с примесью гидрослюда и монтмориллонита | 3 | 4,05 | 2,60 | 0,49 | Пресная вода | — | 25 | 88 | 0,88 | 2,78 (2,25) | 2,55 |
| | | | | 4 | 4,05 | 2,60 | 0,49 | NaCl | 150 | 22 | 88 | 1,52 | 4,20 (3,75) | 2,45 |
| | | | | 5 | 1,8 | 2,60 | 0,49 | Пресная вода | — | 20 | 80 | 2,75 | 3,66 | 1,35 |
| | | | | 6 | 1,8 | 2,60 | 0,49 | То же | — | 20 | 80 | 2,76 | 3,91 | 1,4 |
| | | | | 7 | 1,8 | 2,60 | 0,49 | NaCl | 150 | 20 | 80 | 3,26 | 4,59 | 1,4 |
| | | | | 8 | 1,8 | 2,60 | 0,49 | NaCl | 150 | 20 | 80 | 3,27 | 4,64 | 1,4 |
| | | | | 9 | 1,8 | 1,91 | 0,49 | Пресная вода | — | 20 | 80 | 1,47 | 3,1 | 2,1 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------------------------|-------|----|--------------------------------------------------------------------|----|-----|------|-------|---------------------------------|-----|----|----|-------|-------------|------|
| | | | | 10 | 1,8 | 1,91 | 0,49 | CaCl ₂ | 30 | 20 | 57 | 1,80 | 2,50 | — |
| | | | | 11 | 1,8 | 1,91 | 0,49 | CaCl ₂ | 150 | 20 | 55 | 2,30 | 2,90 | — |
| | | | | 12 | 4,0 | 2,11 | 0,49 | Пресная вода | — | 20 | 85 | 1,32 | 2,42 (2,3) | 1,75 |
| | | | | 13 | 4,0 | 2,35 | 0,49 | Na ₂ SO ₄ | 50 | 20 | 88 | 1,64 | 3,75 (3,0) | 1,85 |
| | | | | 14 | 1,8 | 2,35 | 0,49 | Пресная вода | — | 20 | 88 | 1,15 | 2,40 (2,0) | 1,75 |
| | | | | 15 | 1,8 | 2,35 | 0,49 | Na ₂ SO ₄ | 50 | 20 | 88 | 0,88 | 2,14 (1,8) | 2,05 |
| Азово-Кубан- ский артезиан- ский бассейн (52) | 3—5 | Р | Глина монт- мориллони- товая с при- месью гидро- слюды | 16 | 1,2 | 0,88 | 0,49 | Пресная вода | — | 20 | 60 | 0,26 | 0,16 | |
| | | | | 17 | 1,2 | 0,88 | 0,49 | То же | — | 20 | 84 | 0,048 | 0,72 (0,60) | 12,5 |
| | | | | 18 | 1,2 | 0,88 | 0,49 | " | — | 20 | 84 | 0,064 | 0,86 (0,72) | 11,5 |
| | | | | 19 | 1,2 | 0,88 | 0,49 | " | — | 20 | 84 | 0,40 | 1,60 (1,42) | 3,55 |
| | | | | 20 | 3,3 | 0,88 | 0,49 | NaCl | 50 | 20 | 80 | 0,31 | 8,13 | 26 |
| | | | | 21 | 2,7 | 0,88 | 0,49 | NaCl | 50 | 20 | 80 | 0,316 | 11,07 | 35 |
| с. Пушкино (57) | 57—58 | Јз | Глина слю- дистая | 22 | 2,5 | 0,88 | 0,245 | Пресная вода | — | 20 | 80 | 0,39 | 2,24 | 5,6 |

* В скобках даны значения k_n при $t = 80^\circ \text{C}$, определявшиеся графически.

располагаются выше (в области более высоких значений k_n), чем кривые проницаемости по дистиллированной воде. Следовательно, можно говорить об одинаковом темпе роста проницаемости в зависимости от температуры по дистиллированной воде и раствору, но только в разных областях значений проницаемости. Например, при фильтрации через каолиновую глину дистиллированной воды (см. табл. 12, опыты 5, 6) при температуре 20 °С проницаемость образцов составила $\sim 2,7 \cdot 10^{-6}$ мкм², а при фильтрации раствора NaCl при этой же температуре — $\sim 3,3 \cdot 10^{-6}$ мкм² (см. табл. 12, опыты 7, 8), отношение этих проницаемостей равно 1,2 и сохранялось при температуре 80 °С.

Наибольшее различие областей проницаемости по дистиллированной воде и хлоридному раствору отмечается в монтмориллонитовой глине (опыты 20, 21): при температурах 20 и 80 °С отношение проницаемости этих областей соответственно равно 5 и 12.

Очевидно, для того чтобы судить о степени совместного влияния температуры и минерализации на проницаемость глины, необходимо сравнить проницаемость образца глины в нижней температурной точке (20 °С) по дистиллированной воде с проницаемостью того же образца в верхней температурной точке (80–90 °С) по раствору. Тогда эффект совместного воздействия температуры и минерализации, оцениваемый величиной отношения указанных проницаемостей по образцам, составит: в опытах 7 и 8 — 1 и 7; в опытах 3 и 4 — 4 и 3; в опытах 20 и 21 — от 125 до 425.

Таким образом, совместное влияние температуры и минерализации оказывает значительно более сильное воздействие на проницаемость глины, чем воздействие только одной температуры, хотя влияние температуры само по себе достаточно велико.

Как показывают исследования, наиболее значительные изменения проницаемости под влиянием температуры испытывают монтмориллонитовые глины — при изменении температуры от 20 до 80–90 °С их проницаемость возрастает на порядок и более. Проницаемость глин каолинового состава увеличивается не более чем в 2–3 раза; слюистой глины в тех же условиях возрастает в 5–6 раз, т. е. по интенсивности роста величины k_n слюистые глины занимают промежуточное положение.

Анализируя данные, представленные в табл. 12, необходимо отметить весьма высокие масштабы изменения проницаемости глинистого песчаника и алевролита. Только в области температур от 20 до 80 °С значения коэффициента проницаемости возрастают в 22 раза, что значительно превосходит эффект влияния температуры на проницаемость каолиновой и слюистой глин:

Следующим обстоятельством, вытекающим из экспериментальных исследований, является характер изменения проницаемости с изменением температуры. Рост проницаемости с увеличением температуры в интервале 20–80 °С не является линейным, а подчиняется более сложной зависимости. Как видно из рис. 22, при увеличении температуры от 20 до 40–50 °С проницаемость глины возрастает медленно, эта ветвь кривой идет полого; основной рост проницаемости начинается с температуры 50–60 °С и кривая идет круто вверх. В целом кривая $k_n = f(T)$ имеет

вогнутую форму, приближающуюся к гиперболическим кривым. Аналогичные зависимости были получены по алевролиту и глинистому песчанику.

Рост проницаемости глин под воздействием температуры можно объяснить разрушающим воздействием последней на структуру связанной воды, уменьшением ее вязкости и снижением прочности связи с поверхностью глинистой частицы, в результате чего мощность диффузного слоя уменьшается, а проницаемость соответственно возрастает. Поскольку в монтмориллонитовых глинах содержится наибольшее количество связанной воды (более развитые слои) по сравнению с каолиновыми и гидрослюдистыми глинами, при разных температурных режимах темпы роста проницаемости здесь более значительны.

Наблюдаемое резкое увеличение проницаемости в области температур 50–60 °С объясняется особенностью влияния температуры на физические свойства связанной воды и, в частности, на характер изменения предельного напряжения сдвига (τ): с ростом температуры предельное напряжение сдвига резко убывает и при 50–60 °С приближается к 0 (см. рис. 8).

Интересно отметить, что с интервалом температур 50–60 °С связаны изменения и других параметров глинистых пород: в этой области отмечается минимум значений теплофизических свойств (теплопроводность, объемная теплоемкость, температуропроводность), максимальный рост коэффициента молекулярной диффузии. Температура 60–70 °С — это оптимальный интервал термоконсолидации слабых водонасыщенных глинистых грунтов [17, 21]. Особенностью фильтрации в глинах при температурах выше 60 °С является характер самого процесса движения жидкости. При исследовании начального градиента фильтрации было установлено, что в интервале градиентов напора от 60–80 до 5–20 в глинах наблюдается изменение режима фильтрации — переход от линейной фильтрации к нелинейной, сопровождающееся резкими уменьшениями скорости фильтрации и коэффициента проницаемости. Однако явление нарушения линейного закона Дарси и начального градиента фильтрации (градиента, при котором видимой фильтрации не наблюдается), фиксируются лишь при нормальных комнатных условиях. При температурах свыше 60 °С режим фильтрации в глинах независимо от величины градиента подчиняется закону Дарси, а явление начального градиента фильтрации не наблюдается вовсе. Температурный интервал 50–60 °С, в области которого резко меняются свойства, по-видимому, характеризует качественное изменение состояния глинистой породы. Это может быть вызвано тем, что значительная часть связанной воды, в частности рыхлосвязанной, переходит в свободную воду именно в области температур от 50 °С и выше. Это объясняет и проявление аналогичных фильтрационных эффектов, отмечавшихся другими исследователями. В частности, в работе [48] показано, что если при 20 °С для начала движения воды требовалось создание определенного перепада напоров, то при 50–70 °С движение происходит при любом градиенте.

Отметим, что локальные переменные температурные поля в водоносном пласте возникают при закачке в пласт через нагнетательную скважину

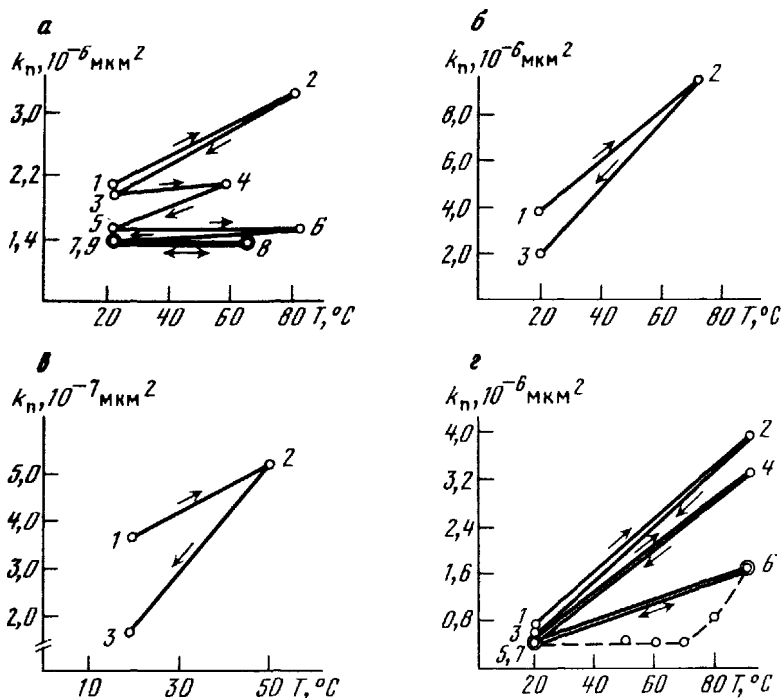


Рис. 23. Графики зависимости проницаемости каолининовой (а), монтмориллонитовой (б, в) и слюдистой (г) глин от температуры

Цифры на графиках соответствуют последовательности задания температур

стоков, имеющих разные температуры. В естественных условиях формирование осадочных пород также происходит в переменных геофизических полях, в том числе температурных. Однако следует подчеркнуть, что масштабы изменения температур под влиянием естественных геологических процессов и техногенных факторов не могут быть сопоставимы ни по площади, ни по времени.

Исследования влияния переменных разнонаправленных температур проводились на естественных образцах каолиновой, монтмориллонитовой и слюдистой глин. В экспериментах с каолиновыми и слюдистыми глинами было выполнено четыре прямых и четыре обратных температурных хода, с монтмориллонитовыми — по одному прямому и обратному ходу (рис. 23).

Эксперименты показали, что в целом проницаемость в одних и тех же точках при прямом и обратном ходах не совпадает. Так, проницаемость каолинита при 20°C в начале эксперимента (см. рис. 23, а) была равна $2.06 \cdot 10^{-6} \text{ мкм}^2$ (точка 1), а при 80°C — $3.27 \cdot 10^{-6} \text{ мкм}^2$ (точка 2). На третьем прямом ходе при 20°C проницаемость уже составляла $1.54 \cdot 10^{-6} \text{ мкм}^2$ (точка 5), то же значение k_n было зафиксировано и при 80°C (точка 6). Таким образом, отношение проницаемости в точках

1 и 5 при первом и третьем шагах соответственно равны 1,34 и 1,44. Данное несовпадение проницаемости может быть названо температурным гистерезисом проницаемости. После проведения нескольких прямых и обратных температурных ходов гистерезисные явления ослабевают, что выражается в сближении и установлении равных значений проницаемости в одних и тех же начальных и конечных температурных точках.

Аналогичные и более явно выраженные явления гистерезиса проницаемости отмечены в опытах с монтмориллонитовыми глинами, где после проведения только одного цикла нагрева до 50°C (см. рис. 23, б) и до 70°C (см. рис. 23, в) и охлаждения проницаемость в начальных точках (при 20°C) уменьшилась в среднем в 1,7 раза.

В опытах со слюдястыми глинами (см. рис. 23, г) было выполнено по четыре цикла нагрева — охлаждения. Во всех случаях постоянные значения коэффициента проницаемости в начальных и конечных температурных точках устанавливались после третьего цикла. На последующем четвертом цикле проницаемость при начальной и конечной температурах остается практически постоянной, но не равной, как это имело место в эксперименте с каолинитом. Из рис. 23 видно, что наиболее резко гистерезисные явления выражаются в области высоких температур. Так, для конечных температур значение k_n на третьем и последующем циклах по отношению к первому уменьшилось в 2,5 раза. В начальных температурных точках (при 20°C) проницаемость уменьшается менее значительно, примерно в 1,05.

Анализируя представленные данные, необходимо подчеркнуть, что явление гистерезиса проницаемости (см. рис. 23) выражается пилообразным характером графиков зависимости $k_n = f(T)$. Эти графики строились по значениям коэффициента проницаемости в начальной и конечной температурных точках. Учитывая реальный характер изменения графика зависимости $k_n = f(T)$, можно отметить, что фактически петли гистерезиса должны иметь более сложную форму. На последнем этапе эксперимента снимались промежуточные значения k_n . Полученная при этом зависимость $k_n = f(T)$ (на рис. 23, г она изображена пунктиром) имеет вид, похожий на кривые, показанные на рис. 22. В связи с этим соответствующим образом должны выглядеть и петли гистерезиса зависимости проницаемости глин от температур.

Причина возникновения в глинах явления гистерезиса проницаемости может быть понята исходя из следующих соображений. Как отмечалось, характерная особенность строения глин заключается в наличии в их порах связанной воды, свойства и состояние которой определяются физико-химическими и термодинамическими условиями среды. Особенностью глинистых систем является и специфика взаимодействия глинистых частиц друг с другом — контакты минеральных агрегатов в глинах осуществляются через водные прослойки (в отличие от других видов горных пород, где имеет место непосредственный контакт между частицами). В связи с этим в условиях высоких температур, учитывая характер воздействия температурного фактора на структуру связанной воды, будет наблюдаться рост проницаемости глины за счет увеличения ее активной

пористости. Вместе с тем, вследствие разрушения водных прослоек на контактах глинистых частиц, очевидно изменится и взаиморасположение этих частиц, нарушится их ориентация. В рассматриваемых экспериментах внешние нагрузки на образцы в течение всего времени эксперимента поддерживались постоянными, поэтому происходило доуплотнение глин, уменьшалась их пористость, а, следовательно, и проницаемость. Иначе говоря, здесь имеет место двунаправленный процесс изменения проницаемости: с одной стороны возникает предпосылка к ее увеличению в результате разрушения связанной воды, а с другой — к уменьшению вследствие изменения структурно-текстурных показателей глины. Следствием этих обстоятельств можно объяснить и наблюдаемый гистерезис проницаемости глин под влиянием температуры. На первом этапе эксперимента при прямом температурном ходе (от 20 до 80—90 °С) и общей тенденции к росту проницаемости глины одновременно претерпевают необратимые структурно-текстурные изменения, в результате чего их фильтрационные параметры ухудшаются и по возвращении эксперимента в исходный температурный режим проницаемость глин в начале и в конце опыта не совпадает. Этот процесс продолжается и на последующих циклах, вплоть до четвертого цикла, когда после очередного нагрева и охлаждения значения коэффициентов проницаемости в любой температурной точке остаются постоянными и в дальнейшем не изменяются.

Таким образом, обобщая сказанное, можно отметить, что с увеличением температуры проницаемость глин возрастает. В зависимости от минерального состава глинистых пород проницаемость в интервале температур от 20 до 90 °С увеличивается в несколько раз и далее на порядок и более. При последовательном чередовании прямых и обратных температурных ходов отмечается температурный гистерезис проницаемости.

ВЛИЯНИЕ ГЕОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

Современные представления о механизме деформации горных пород под влиянием геостатического давления базируются на теории упруго-пластического режима, согласно которой в условиях возрастающих нагрузок порода может испытывать упругие и остаточные (пластические) деформации. В глинистых грунтах преобладающим типом деформаций являются остаточные. Сжимаемость глин обусловлена уменьшением объема порового пространства в результате переориентации, более плотной упаковки минеральных агрегатов грунта и частичной деформации самих минералов. Под влиянием уплотняющих нагрузок происходит отжатие поровой жидкости, нарушаются связи между частицами, изменяются текстура и структура породы и, как следствие, ее проницаемость.

Ниже рассматриваются результаты экспериментальных исследований влияния геостатических нагрузок на проницаемость глин и глинистых пород. Исследования проводились на установке УИПК-1М.

В экспериментах использовались образцы глинистого доломита, аргиллита, алевролита и естественные каолиновые и монтмориллонитовые глины. Методика экспериментов изложена выше. Суть эксперименталь-

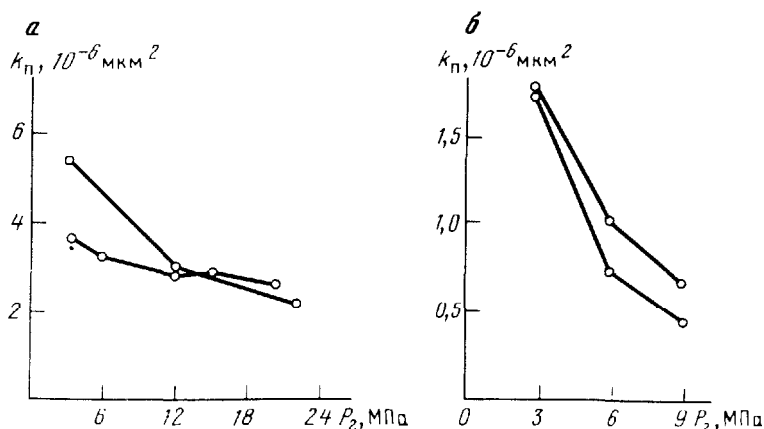


Рис. 24. Графики зависимости проницаемости от всестороннего давления обжима глинистого доломита (а) и аргиллита (б)

ных исследований сводилась к изучению характера изменения проницаемости глинистых пород при возрастающих нагрузках и при смене возрастающих нагрузок убывающими. В качестве фильтрующей жидкости использовалась пресная вода. Температурный режим поддерживался в пределах 25°C .

Результаты экспериментов показали, что с ростом нагрузки на образец породы, как и следовало ожидать, ухудшаются ее фильтрационные свойства.

Однако это уменьшение у глин, аргиллитов и доломитов происходит по-разному. Так, в опытах с образцами доломита и на монтмориллонитовой глине с ростом давления от 3 до 20 МПа k_p доломитов уменьшился примерно в 1,8–2,7 раза (рис. 24а), а глин — в 3,1–17,5 (рис. 25а). При двукратном увеличении давления от 3 до 6 МПа проницаемость доломита изменилась не более чем в 1,1–1,2 раза, монтмориллонитовой глины — в 1,4–2,1 раза, аргиллита — примерно в 1,8–2,3 раза (см. рис. 24б), каолининовой глины (при увеличении нагрузки от 1 до 2 МПа) — в 1,2–1,5 раза (см. рис. 25б). Из рис. 25 видно, что наиболее интенсивное изменение проницаемости глинистых пород происходит в начальном интервале нагрузок.

Опыты с разнонаправленными нагрузками выявили гистерезисные явления проницаемости при изменении хода нагрузок. Суть гистерезисных явлений заключается в том, что значения проницаемости пород, зафиксированные при определенных нагрузках, при возрастании последних не совпадают со значениями проницаемости при этих же нагрузках в случае их убывания. Это явление ранее было отмечено (Гудок А.С., Добрынин М.Д. и др.) у песчаников, известняков. Оно проявляется также и в глинах.

В опыте с глинистым доломитом (рис. 26а), проводившимся в режиме нагрузка — разгрузка, давление изменялось от 3 до 27 МПа. Первоначаль-

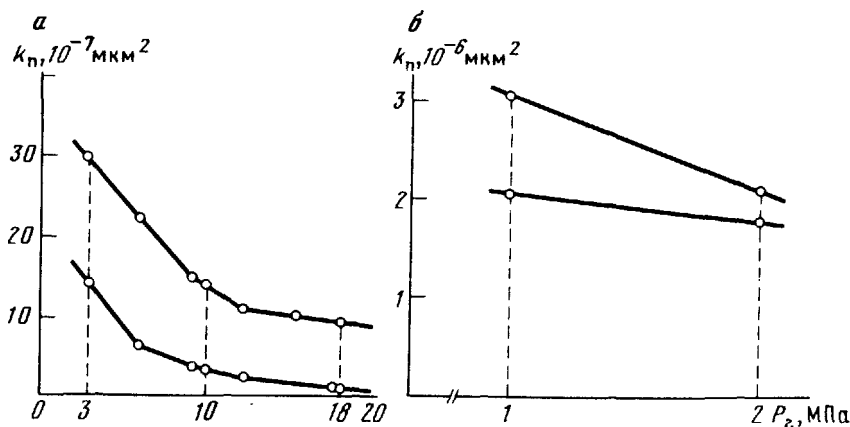


Рис. 25. Графики зависимости проницаемости от всестороннего давления обжима монтмориллонитовых (а) и каолинитовых (б) глин

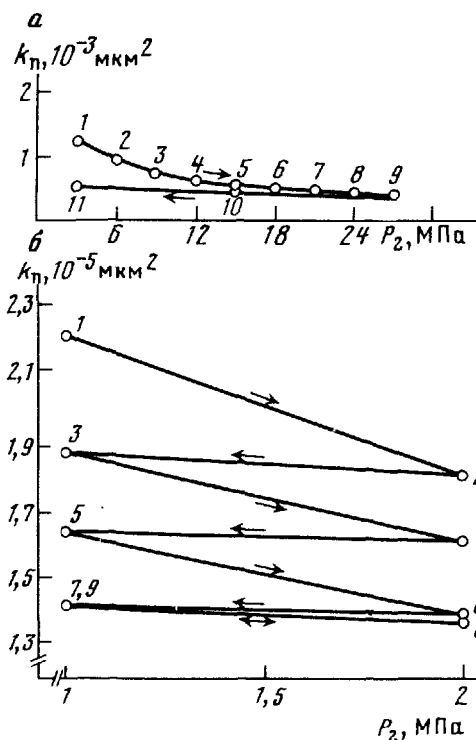


Рис. 26. Графики зависимости проницаемости глинистого доломита (а) и каолинитовой (б) глин от переменных внешних давлений

Цифры на графиках соответствуют последовательности задания давлений

ное значение проницаемости доломита составляло $1,23 \cdot 10^{-3}$ мкм² (точка 1). С ростом давления проницаемость образца заметно уменьшается. Наиболее интенсивно это проявляется в области давлений до 12 МПа, после чего фильтрационные свойства породы практически не изменяются. Так, с ростом P_r от 12 до 27 МПа коэффициент проницаемости уменьша-

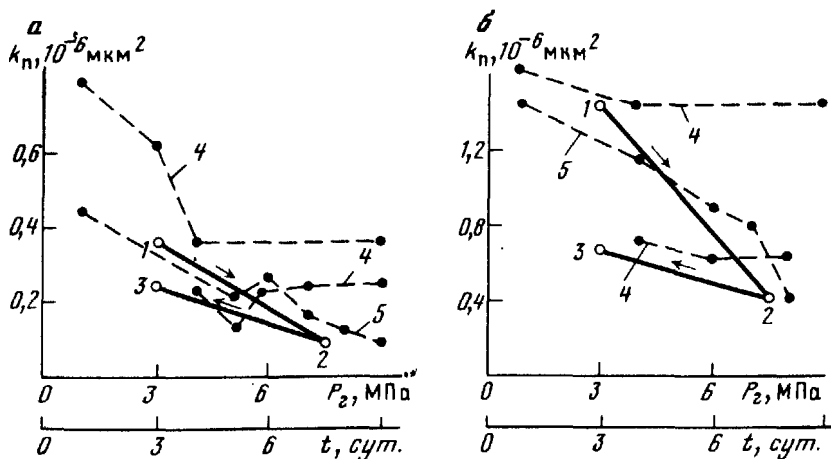


Рис. 27. График зависимости проницаемости алевролита (а) и аргиллита (б) от давления P_r и продолжительности t предварительного уплотнения.

1, 2, 3 — точки последовательности задания давлений; давления (в МПа): 4 — 30, 5 — 75

ется от $0,56 \cdot 10^{-3}$ до $0,38 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (см. рис. 26а; точки 5–9). Возврат эксперимента в режим минимального давления дает значение проницаемости $k_n = 0,54 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (точка 11). Как видим, новое значение k_n мало отличается от значения k_n при максимальной нагрузке, но заметно отличается от коэффициента проницаемости, полученного в начале опыта — проницаемость уменьшилась в 2,5 раза.

Гистерезисные явления при смене нагрузки разгрузкой были отмечены и в глинах (см. рис. 26б). Всего было проведено четыре цикла определения проницаемости в режиме нагрузка — разгрузка. Под циклом понимается прямой (возрастающий) и обратный (убывающий) ход изменения нагрузки на образец (точки 1, 2 и 3 соответствуют первому циклу). Из рис. 26б видно, что на начальном этапе эксперимента при переходе давления P_r с 1 на 2 МПа проницаемость глины уменьшилась в 1,25 раза. При обратном переходе на первоначальную точку нагрузки отмечается несовпадение величины проницаемости с ее исходным значением в этой точке. На 2-м и 3-м циклах отмечается аналогичная тенденция изменения k_n . В конце третьего цикла (точка 7) проницаемость глины для $P_r = 1 \text{ МПа}$ уменьшилась по сравнению с первоначальным значением при этой же нагрузке почти в 2 раза. На 4-м цикле отмечается стабилизация проницаемости: значения k_n в точках 7 и 9 совпадают. При этом устанавливаются практически одинаковые значения коэффициентов проницаемости при нагрузках $P_r = 1 \text{ МПа}$ и $P_r = 2 \text{ МПа}$, которые соответственно равны $k_n = 1,41 \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^2$ и $k_n = 1,35 \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^2$. Иначе говоря, фильтрационные свойства глины стабилизируются не только в точке с определенной нагрузкой, но и в некотором диапазоне нагрузок.

На рис. 27 представлены результаты аналогичных исследований, прово-

Изменение проницаемости глинистых пород после одного цикла испытаний

| Породы (номер образца) | Давление цикла, МПа | k_n^1 | k_n^2 | k_n^3 | k_n^1/k_n^2 | k_n^1/k_n^3 |
|---------------------------|------------------------|---------|---------|---------|---------------|---------------|
| Алевролит глинистый (5) | 3,0; 7,5; 3,0 | 0,35 | 0,04 | 0,24 | 8,7 | 1,5 |
| Аргиллит (6) | 3,0; 7,5; 3,0 | 19,8 | 1,64 | 2,06 | 12,1 | 9,6 |
| Аргиллит (8) | 3,0; 7,5; 3,0 | 1,44 | 0,41 | 0,67 | 3,5 | 2,2 |
| Аргиллит (10) | 3,0; 7,5; 3,0 | 0,43 | 0,25 | 0,29 | 1,7 | 1,5 |

Примечания. k_n^1 , k_n^2 , k_n^3 — значения проницаемостей (в 10^{-6} мкм²) в точках 1, 2, 3 (см. рис. 27).

дившихся на аргиллите и алевролите. Проницаемости определялись при давлениях 3 МПа (точки 1 и 3) и 7,5 МПа (точка 2). Изменение проницаемости аналогично рассмотренному выше. На рис. 27, наряду с графиками $k_n = f(P_r)$, в виде врезок для всех образцов показаны временные графики изменения проницаемости на каждой ступени давлений (в МПа): начальной — 3, максимальной — 7,5 и конечной (при обратном ходе) — 3. Заметим, что во всех случаях наблюдается уменьшение проницаемости во времени, т. е. характер этих зависимостей похож на временные графики изменения проницаемости глин, рассмотренные выше. Здесь, исходя из условий эксперимента, на каждой ступени давлений образцы выдерживались в течение 9 сут. За исходные величины проницаемостей принимались конечные значения k_n , полученные на 9 сут. Из графиков $k_n = f(t)$ видно, что к этому времени процесс фильтрации не стабилизировался и, следовательно, действительные значения k_n в точках 1, 2 и 3 могут быть ниже установленных, а графики зависимости $k_n = f(P_r)$ будут располагаться в области более низких значений k_n .

Результаты настоящих экспериментов подтверждают наличие в глинистых породах явления гистерезиса проницаемости от давления, причем масштабы этого явления могут быть довольно значительными уже после первого цикла нагрузок — разгрузок. В табл. 13 представлены данные, показывающие изменение проницаемости глинистых пород после одного цикла испытаний.

Как видно из табл. 13, после снятия максимального давления 7,5 МПа и возврата эксперимента в исходный режим 3 МПа коэффициент проницаемости алевролита уменьшился в 1,5 раза, а аргиллита — почти на порядок. Очевидно, что величина относительного изменения проницаемости (k_n^1/k_n^3), определяющая эффект гистерезиса, будет определяться диапазоном изменения и величиной максимальной нагрузки на образец — чем выше максимальное давление, тем значительней эффект. Так, в опыте на доломите (см. рис. 26а), где максимальное давление задавалось равным 27 МПа (при начальном 3 МПа), отношение k_n^1/k_n^3 составило 2,3. Это значение оказалось сопоставимым с величиной того же отношения в аргиллитах, в которых максимальное давление составляло 7,5 МПа (при начальном 3 МПа).

Таким образом, проведенные исследования влияния геостатического давления на проницаемость пород показали, что с ростом нагрузок проницаемость убывает, причем у глин более интенсивно. При переменных нагрузках в горных породах возникают гистерезисные (остаточные) явления проницаемости, которые опять же в большей степени характерны для глин и убывают через несколько повторных циклов нагрузки — разгрузки. Так как в естественных условиях горные породы формируются в полях переменных нагрузок (геостатических, тектонических), то можно считать, что существующая проницаемость пород зависит от их геомеханической предыстории.

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ

Ниже излагаются результаты экспериментальных исследований по изучению фильтрационных свойств водоупоров в пределах крупных артезианских бассейнов. Исследовались глинистые толщи (глины, аргиллиты, алевролиты) на участках подземного захоронения стоков в районе городов Юрмала и Друкшай (Прибалтийский артезианский бассейн), Удомля (Московский артезианский бассейн), Глазов и Казань (Волго-Камский артезианский бассейн), Красноярск (Енисейский артезианский бассейн). Кроме того, исследовались глины верхней зоны разреза района Курской магнитной аномалии (Днепровско-Донецкий артезианский бассейн) и на территории крупных водозаборных сооружений в районе городов Пушкино и Петушки (Московский артезианский бассейн), а также водоупорные толщи на участках Нагутский (Ставропольское поднятие) и Ержарский (Сырдарьинский артезианский бассейн).

В ходе экспериментов имитировались соответствующие геостатические давления, минерализация пластовой жидкости и температура, отвечающие условиям залегания пород. По объектам подземного захоронения проницаемость определялась по пластовой жидкости, минерализация которой изменялась от 0,5 г/л (г. Красноярск) до ~ 200 г/л (г. Удомля).

При постановке экспериментов наряду с определениями проницаемости для большинства образцов вычислялся состав водосолевых вытяжек и изучалось распределение компонентов солевого состава по разрезу скважины.

Как известно, гидрохимические показатели, отражая качественный состав поровых вод, находятся в тесной взаимосвязи с гидродинамическими условиями разреза и позволяют определять направление и масштабы перетекания через слабопроницаемые слои в слоистых системах.

Несомненно, что наиболее достоверные данные о составе поровых вод могут быть получены лишь на основе прямых методов их исследования (отжатие под давлением, центрифугирование, замещение другими жидкостями). В процессе же приготовления водных вытяжек возможен переход в воду солей, содержащихся в твердой фазе, смещение адсорбционного равновесия между твердой фазой и раствором и ионно-обменные реакции между компонентами раствора и ионами поглощенного

Результаты определений проницаемости аргиллитов

| Номер образца | Интервал опробования, м | $k_n = 10^{-7}$ мкм ² | Номер образца | Интервал опробования, м | $k_n = 10^{-9}$ мкм ² |
|---------------|-------------------------|----------------------------------|----------------|-------------------------|----------------------------------|
| 1 | 1160—1165 | 0,65 | 13 | 1220—1234 | 0,4 |
| 2 | | 0,58 | 14 | | 0,54 |
| 3 | | 0,105 | 15 | | 0 |
| 4 | 1200—1210 | 0,8 | 16 | 1234—1248 | 0,5 |
| 5 | | 0,05 | 17 | | 0,23 |
| 6 | | 0,08 | 18 | | 0,18 |
| 7 | 1210—1215 | 0,62 | 19 | | 0,15 |
| 8 | | 0,36 | 20 21 22 | 1261—1271 | 0,07 |
| 9 | | 0,22 | | | 0,11 |
| 10 | 1215—1220 | 1,72 | | | 0,16 |
| 11 | | 0,85 | | | |
| 12 | | 0,23 | | | |

комплекса глин. В этой связи водные вытяжки дают искаженные, несколько завышенные данные о химическом составе поровых вод. Исключением здесь является хлор-ион, содержание которого, согласно многочисленным исследованиям, остается постоянным и независимым от способа выделения поровой жидкости. По О.И. Гроздовой, в общем объеме растворимых в водной вытяжке солей на долю составляющих порового раствора приходится 30—80 % или в среднем 50 %, т. е. водная вытяжка может в 2 раза завышать истинные значения концентрации поровой воды. Данное обстоятельство учитывалось при анализе результатов гидрохимического опробования по разрезам исследуемых водоупорных толщ.

Разведочная скважина г. Удомля, из которой отобраны образцы пород, расположена в районе проектируемого полигона подземного захоронения стоков и территориально приурочена к Московскому артезианскому бассейну.

Исследуемая толща—водоупор залегает на глубине от 838 до 1288 м и разделяет нижний и верхний водоносные комплексы (или, вернее, системы водоносных комплексов). Нижний комплекс, включающий пласт-коллектор для планируемой закачки в него промышленных сточных вод, приурочен к тискреско-балтийским отложениям; верхний — к семилукско-саргаевским и швентойско-старооскольским отложениям. Оба водоносных комплекса содержат хлоридно-натриевые рассолы, минерализация которых составляет до 220 (для нижнего комплекса) и 70—80 г/л (для верхнего комплекса). Водоупорная толща представлена мощной пачкой аргиллитов; в верхней ее части — переслаивание алевролита, аргиллита, песчаника, известняка, мергеля.

Отобранные образцы пород (всего 22 образца) характеризуют интервал от 1160 до 1270 м. Отложения водоупорной толщи здесь представлены плотным монолитным темно-серым аргиллитом. Определение проницаемости проводилось при температуре 20–22 °С; внешнее давление на образец в зависимости от глубины его залегания варьировало от 170 до 181 МПа; перепад давлений на входе и выходе образца был постоянным и равным 0,25 МПа. В качестве фильтрующей жидкости использовалась пластовая вода. Значения коэффициентов проницаемости k_n исследованных образцов представлены в табл. 14.

В целом аргиллиты характеризуются весьма низкой проницаемостью. Полученные значения коэффициента проницаемости в переводе на коэффициент фильтрации по пресной воде соответствуют значениям 10^{-7} – 10^{-8} м/сут, что свидетельствует о достаточно высокой экранирующей способности аргиллитов водоупорной толщи. Как видно из табл. 14, наблюдается некоторый разброс значений k_n . Причем вариация коэффициента проницаемости происходит не только по глубине, но и в пределах одинаковых глубин залегания (интервала опробования). Это объясняется наличием в образцах микро- и макровключений, литологической неоднородностью, различием структурно-текстурных показателей аргиллита и пр., что при точечном методе опробования отражается и на его проницаемости. Но в целом намечается тенденция к снижению проницаемости с глубиной. Ранее отмечалось, что с ростом геостатических нагрузок (с глубиной) проницаемость глинистых пород уменьшается, что подтверждается и в данном случае. Вследствие очень низкой проницаемости аргиллитов и их большой мощности трудно предположить возможность протекания через исследуемый водоупор. Тем не менее, были проведены исследования состава поровых вод аргиллитов по разрезу, ибо характер распределения компонентов по вертикали мог бы свидетельствовать о наличии перетекания или его отсутствии.

Данные анализов водно-солевых вытяжек (BCB) из пород водоупорной толщи показали, что в составе BCB преобладают Cl^- и $Na + K^+$, их эквивалентные содержания примерно равны и изменяются по разрезу от 10 до ~ 30 ммоль. Далее следуют SO_4^{2-} — примерно от 2 до 8 ммоль, HCO_3^- — от 0,15 до 0,8, Ca^{2+} — от 1 до 6 и Mg^{2+} — от 1 до 4 ммоль. Суммарная минерализация, выражаемая в граммах на 100 г сухого грунта, составила примерно от 0,7 до 2,3; величина pH по разрезу не изменяется и составляет 7,5. Интересно сопоставить результаты анализов BCB из пород водоупорной толщи с данными гидрохимического опробования ниже- и вышележающих водоносных комплексов. Для сравнительной оценки в соответствующей форме выразим анализы BCB. При этом ориентировочно будем полагать, что качественно и количественно водная вытяжка характеризует только поровую воду без влияния на результат определений побочных эффектов (переход в раствор ионов поглощенного комплекса и пр.). Минерализация порового раствора c_n определяется по формуле, предложенной О.И. Гроздовой:

$$c_n = 1000 \frac{c_B}{w_e - w_r}, \quad (19)$$

где c_B — содержание солей в водной вытяжке; W_e — естественная объемная влажность породы; W_r — гигроскопическая влажность. Для расчета c_n необходимо знать объемную влажность породы. В настоящих исследованиях влажность не определялась, однако имеются результаты массовых определений физических параметров, связанных с W_e , в частности n . Учитывая, что объемная влажность в условиях полного водонасыщения равна $W_e = \epsilon / (1 + \epsilon) \cdot 100$, где ϵ — коэффициент пористости, определяемый соответственно как $\epsilon = n / (100 - n)$, формулу (19) представим в виде:

$$c_n = 1000 \frac{c_B}{n - W_r} \quad (20)$$

Заметим, что возможность замены W_B в зависимости (19) на n (для условий полного водонасыщения) следует из физической сущности самих понятий "объемная влажность" и "пористость".

Согласно многочисленным анализам, исследуемые аргиллиты в близких к рассматриваемому объекту условиях залегания (в пределах того же региона и на одинаковых глубинах) имеют пористость $n = 12-16\%$. Принимая в расчет средние значения пористости 14% и гигроскопической влажности $1,57\%$, по зависимости (20) находим, что минимальному содержанию солей в водной вытяжке $c_B = 0,706\%$ соответствует концентрация порового раствора $c_n = 57,3$ г/л, а максимальному содержанию $c_B = 2,303\%$ концентрация $c_n = 195,3$ г/л. Отсюда видно, что даже при этих, заведомо завышенных значениях c_n , максимальная концентрация порового раствора не превышает концентрации подземных вод нижнего горизонта ($c = 217$ г/л).

Вместе с тем в характере распределения суммарной минерализации и в распределении отдельных показателей состава поровых вод отсутствует какая-либо видимая закономерность. В целом результаты геохимического опробования не обнаруживают наличия перетекания и гидродинамической связи нижнего и верхнего водоносных комплексов, поскольку отсутствуют необходимые гидрохимические признаки перетока. Напомним, что при наличии перетекания гидрохимический профиль должен быть либо выгнут по отношению к нейтральной прямой линии (диагонали) — случай перетока из верхнего горизонта, либо вогнут — при перетоке из нижнего горизонта. В данном же случае имеет место равномерное распределение компонентов по всему выделенному интервалу опробования, что подтверждает предположение об отсутствии перетекания через водоупорную толщу.

Разведочной скважиной, расположенной в пределах Прибалтийского артезианского бассейна вблизи г. Юрмала, вскрыли три достаточно вы-

* Здесь и далее суммарное содержание солей и содержание отдельных компонентов, выраженные в процентах или граммах, относятся к 100 г абсолютно сухого грунта.

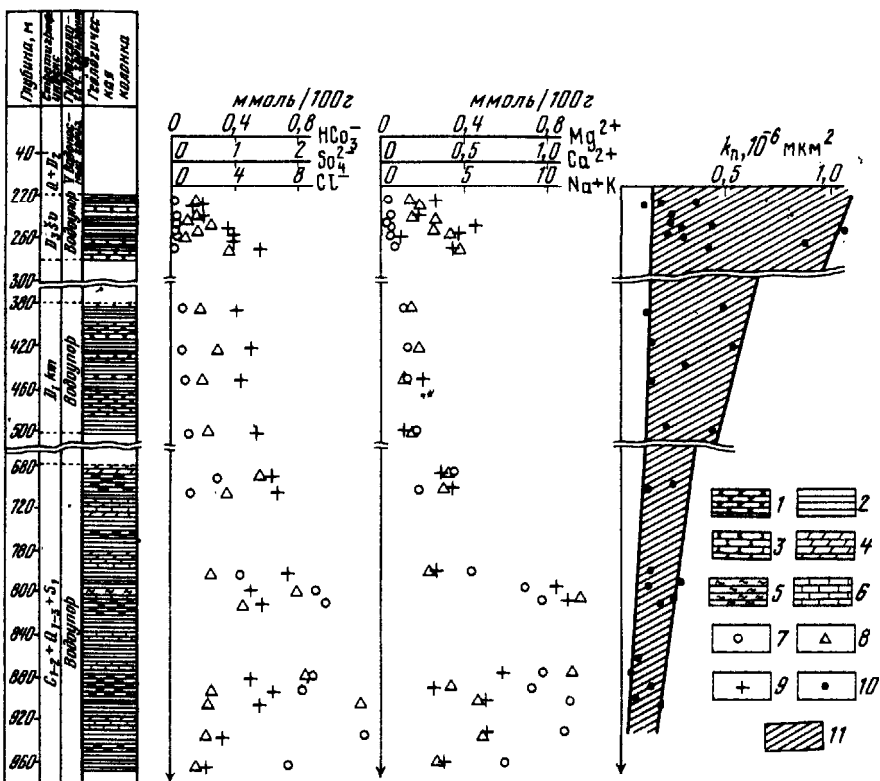


Рис. 28. Геологический разрез скважины и результаты гидрогеохимического опробования и фильтрационных испытаний водоупоров

1 — песчаник; 2 — глина; 3 — алевролит; 4 — мергель; 5 — аргиллит; 6 — известняк; микрокомпоненты: 7 — Cl^- , $\text{Na} + \text{K}$; 8 — SO_4^{2-} ; Ca^{2+} ; 9 — HCO_3^- , Mg^{2+} ; 10 — точки определения проницаемости; 11 — полосы изменения проницаемостей

держанных по мощности водоупора, разделяющих водоносные горизонты. Нижний водоупор залегает на глубине 680–970 м; представлен аргиллитами, глинами, мергелями, известняками; средний и верхний водоупоры залегают соответственно на глубинах 380–500 и 220–280 м; оба водоупора представлены алевролитами, глинами и глинистыми песчаниками. Исследования проводились на образцах глин, отобранных из указанных водоупоров. Результаты анализов водно-солевых вытяжек представлены в виде графика распределения отдельных показателей химического состава по глубине (рис. 28).

Видно, что с увеличением глубины залегания в водных вытяжках возрастает содержание растворимых солей. Общая минерализация ВСВ из глин верхнего водоупора составляет $\sim 0,5\text{--}12\%$, водоупора $\sim 0,1\text{--}0,15$ и нижнего водоупора $\sim 0,13\text{--}7,78$. Общая тенденция роста минерализации закономерно отражает гидрохимические условия разреза.

Всего из скважины отобрано 35 образцов, из них 12 (1—12) из верхнего, 8 (13—20) из среднего и 15 (21—35) из нижнего водоупоров (табл. 15). Образцы представлены, в основном, аргиллитами и глинами. Определения проницаемости проводились при комнатной температуре (20—22 °C); перепад давлений на входе и выходе образца во всех экспериментах был равен 0,25 МПа. В качестве фильтрующей жидкости использовались: для образцов из верхнего водоупора — пресная вода; среднего — раствор NaCl с концентрацией 5 г/л; нижнего — растворы NaCl с концентрациями 15 (образцы 21—23) и 30 г/л. Такой подбор минерализаций и фильтрующей жидкости обусловлен увеличением минерализации поровых вод по разрезу и от 0,5 в верхней части до 30 г/л в нижней части разреза. Исследуемые образцы подвергались внешнему давлению, которое изменялось от 3,3 МПа для образцов в верхах разреза до 14 МПа для образцов из нижней части разреза.

Таким образом, исследования проводились в условиях, когда одновременно возрастали давление и минерализация. Напомним, что каждый из этих факторов оказывает неодинаковое воздействие на проницаемость глинистых пород: если с ростом давления коэффициент проницаемости уменьшается, то при увеличении минерализации проницаемость глин, наоборот, возрастает, т. е. эффекты противоположны.

На графике $k_H = f(H)$ нанесены значения коэффициентов проницаемости глин и по их предельным значениям для каждого водоупора выделены полосы изменения k_H (см. рис. 28). Минимальные и максимальные значения коэффициентов проницаемости глин составили соответственно (мкм^2): по нижнему водоупору — $0,11 \cdot 10^{-8}$ и $1,06 \cdot 10^{-6}$; по среднему — $0,12 \cdot 10^{-6}$ и $0,54 \cdot 10^{-6}$ и верхнему — $0,04 \cdot 10^{-6}$ и $0,29 \cdot 10^{-6}$. Как видно из рис. 28, с увеличением глубины залегания отмечается общая тенденция к уменьшению проницаемости глин. При этом с глубиной уменьшается разброс величин k_H в пределах каждого отдельно выделенного водоупора, т. е. по фильтрационным свойствам, несмотря на различие литолого-петрографического состава, структурно-текстурных характеристик и пр., глины становятся более однородными.

Таким образом, рассматриваемый пример показывает, что в реальных условиях с увеличением геостатического давления и минерализации (при неизменной температуре) фактор давления оказывает преобладающее воздействие на проницаемость глинистых пород.

В районе г. Красноярска разведочными скважинами опробовался юрский глинистый пласт (водоупор) мощностью 120 м, залегающий на глубинах примерно от 400 до 600 м. Водоупорная толща сложена плотными глинами, местами аргиллитоподобными или алевритистыми, смешанного минерального состава с прослоями песка, песчаника, алевролита и известняка; возраст толщи $J_1 \text{ mk}_2 + J_2 \text{ it}_1$. Выше и ниже водоупора залегают пресные воды (минерализация 0,3—0,8 г/л) с повышенной щелочностью. Сведения по разрезам скважин и результаты выполненных исследований представлены в табл. 16.

Результаты геохимического опробования показали следующее. В составе водных вытяжек преобладает гидрокарбонат-ион, концентрация

Значения коэффициентов проницаемости образцов пород из верхнего, среднего и нижнего водоупоров

| Номер образца | Глубина отбора, м | P_r , МПа | $k_p \cdot 10^{-6}$ мкм ² | Номер образца | Глубина отбора, м | P_r , МПа | $k_p \cdot 10^{-6}$ мкм ² | Номер образца | Глубина отбора, м | P_r , МПа | $k_p \cdot 10^{-6}$ мкм ² |
|---------------|-------------------|-------------|-----------------------------------------|---------------|-------------------|-------------|-----------------------------------------|---------------|-------------------|-------------|-----------------------------------------|
| 1 | 227 | 3,3 | 0,36 | 13 | 387 | 5,7 | 0,49 | 25 | 793 | 11,5 | 0,29 |
| 2 | 228 | 3,3 | 0,19 | 14 | 391 | 5,7 | 0,12 | 26 | 798 | 11,5 | 0,13 |
| 3 | 229 | 3,5 | 0,11 | 15 | 418 | 6,1 | 0,15 | 27 | 804 | 11,8 | 0,14 |
| 4 | 239 | 3,5 | 0,24 | 16 | 421 | 6,1 | 0,54 | 28 | 810 | 11,8 | 0,25 |
| 5 | 244 | 3,5 | 0,24 | 17 | 441 | 6,6 | 0,31 | 29 | 815 | 12,6 | 0,19 |
| 6 | 250 | 3,5 | 0,43 | 18 | 452 | 6,6 | 0,15 | 30 | 867 | 12,6 | 0,08 |
| 7 | 251 | 3,6 | 0,29 | 19 | 497 | 7,2 | 0,22 | 31 | 880 | 13,0 | 0,04 |
| 8 | 255 | 3,6 | 1,06 | 20 | 499 | 7,2 | 0,43 | 32 | 893 | 13,0 | 0,14 |
| 9 | 257 | 3,7 | 0,23 | 21 | 690 | 10,1 | 0,59 | 33 | 905 | 13,2 | 0,063 |
| 10 | 261 | 3,7 | 0,3 | 22 | 701 | 10,1 | 0,25 | 34 | 911 | 13,2 | 0,19 |
| 11 | 267 | 3,9 | 0,87 | 23 | 705 | 11,3 | 0,13 | 35 | 965 | 14,0 | 0,3 |
| 12 | 269 | 3,9 | 0,42 | 24 | 784 | 11,3 | 0,14 | | | | |

**Результаты фильтрационных испытаний на участках
Красноярск, КМА и Петушки-Пушкино**

| Номер скважины | Интервал отбора, м | Порода | h , см | P_r , МПа | $k_n = 10^{-6}$ мкм ² |
|----------------------|--------------------|------------------------------------------|----------|-------------|-------------------------------------|
| <i>г. Красноярск</i> | | | | | |
| 95 | 511,3—513,7 | Алевролит серый, тонкослоистый, слоистый | 0,85 | 7,5 | 0,33 |
| | 511,3—513,7 | | 0,5 | 7,5 | 0,22 |
| | 511,3—513,7 | | 0,5 | 7,5 | — |
| | 607,8—607,0 | Аргиллит | 1,9 | 7,5 | 0,25 |
| | 608,8—609,5 | Алевролит | 2,3 | 7,5 | 0,09 |
| 97 | 598—599 | Аргиллит монолитный | 2,4 | 7,5 | 0,69 |
| | 599,0—601,2 | Алевролит плотный, монолитный | 4,5 | 7,5 | 5,16 |
| | 599,0—601,2 | | 3,0 | 7,5 | 0,96 |
| | 604—605 | Аргиллит плотный, монолитный | 2,3 | 7,5 | 0,89 |
| | 613,1—616,4 | | 3,7 | 7,5 | 1,64 |
| | 613,1—616,4 | Песчаник глинистый | 3,4 | 7,5 | 0,34 |
| | 624,2—629,6 | Аргиллит монолитный | 3,6 | 7,5 | 0,41 |
| | 624,2—629,6 | Песчаник монолитный | 0,5 | 7,5 | 0,06 |
| | 675,5—680 | Аргиллит монолитный | 2,0 | 7,5 | 0,25 |
| 99 | 501,3—511,4 | Глина серая, плотная аргиллитоподобная | 1,9 | 7,0 | 0,072 |
| | 501,3—511,4 | | 1,9 | 7,0 | 0,06 |

| Номер скважины | Интервал отбора, м | Порода | h , см | P_r , МПа | $k_n = 10^{-6}$ мкм ² |
|----------------|--------------------|-------------------------------------------|----------|-------------|-------------------------------------|
| 99 | 501,3—511,4 | добная | 2,05 | 7,0 | 0,058 |
| | 501,3—511,4 | | 2,05 | 7,0 | 0,11 |
| | 501,3—511,4 | | 2,45 | 7,0 | 0,072 |
| | 501,3—511,4 | | 2,25 | 7,0 | 0,14 |
| | 501,3—511,4 | | 2,65 | 7,0 | 0,17 |
| | 501,3—511,4 | | 1,35 | 7,0 | 0,11 |
| | 537,6—552,4 | Глина серая, тонкослоистая, опесчаненная | 1,3 | 7,8 | 1,21 |
| | 537,6—552,4 | | 1,25 | 7,8 | 0,41 |
| | 537,6—552,4 | | 0,74 | 7,8 | 0,13 |
| | 537,6—552,4 | | 0,89 | 7,8 | 1,24 |
| | 537,6—552,4 | | 1,84 | 7,8 | 0,27 |
| | 537,6—552,4 | | 1,12 | 7,8 | 4,40 |
| 100 | 649,2—660 | Глина серая, плотная, аргиллитоподобная | 0,95 | 9,4 | 0,049 |
| | 649,2—660 | | 0,93 | 9,4 | 0,061 |
| | 649,2—660 | | 1,85 | 9,4 | 0,063 |
| | 679,6—689,7 | | 1,65 | 10,2 | 0,091 |
| | 679,6—689,7 | | 1,6 | 10,2 | 0,025 |
| | 679,6—689,7 | | 1,4 | 10,2 | 0,018 |
| 101 | 418,2—428,2 | Глина серая, плотная жирная, тонкослойная | 0,93 | 6,1 | 0,089 |
| | 418,2—428,2 | | 1,13 | 6,1 | 0,059 |
| | 418,2—428,2 | | 0,87 | 6,1 | 0,082 |
| | 418,2—428,2 | | 1,5 | 6,1 | 0,13 |
| | 451,9—462,4 | | 1,90 | 6,5 | 0,10 |
| | 451,9—462,4 | | 1,95 | 6,5 | 0,085 |

| Номер скважины | Интервал отбора, м | Порода | h , см | P_r , МПа | $k_n = 10^{-6}$ мкм ² |
|----------------|--------------------|----------------------------------------------|----------|-------------|-------------------------------------|
| 101 | 451,9—462,4 | Глина аргиллитоподобная | 2,25 | 6,5 | 0,081 |
| | 499,5—511,3 | Глина аргиллитоподобная, плотная, монолитная | 1,0 | 7,2 | 0,12 |
| | 499,5—511,3 | | 1,0 | 7,2 | 0,036 |
| 108 | 596,6—609,1 | Глина опесчанная | 1,65 | 9,2 | 0,19 |
| | 621,8—634,8 | Аргиллит плотный | 0,95 | 9,2 | 0,12 |
| | 634,8—647,2 | Алевролит | 2,55 | 9,4 | 0,33 |
| | 647,2—659,9 | Алевролит плотный | 1,05 | 9,4 | 0,14 |

Курская магнитная аномалия (КМА)

| | | | | | |
|------|--------------|---------------------------------|-----|-----|------|
| 690Г | 307—307,1 | Глина серая, жирная, пластичная | 4,0 | 4,6 | 4,53 |
| | 315—315,1 | | 2,1 | 4,6 | 0,60 |
| | 322—322,1 | | 4,5 | 4,6 | 1,45 |
| | 329,7—329,8 | | 2,7 | 4,6 | 1,80 |
| | 380—380,1 | | 3,8 | 5,6 | 0,69 |
| | 386,1—386,21 | | 3,9 | 5,6 | 8,52 |
| | 391,4—391,5 | | 4,0 | 5,6 | 1,18 |
| | 397,5—397,62 | | 4,0 | 5,6 | 1,15 |

| Номер скважины | Интервал отбора, м | Порода | h , см | P_r , МПа | $k_n = 10^{-6} \frac{\text{мкм}^2}{\text{мм}}$ |
|-------------------|--------------------|---------------------------------|----------|-------------|------------------------------------------------|
| 3026 | 430,5—430,6 | Глина серая, жирная, пластичная | 3,3 | 6,3 | 0,80 |
| | 435,2—435,3 | | 2,3 | 6,3 | 0,59 |
| | 440—440,1 | | 3,55 | 6,5 | 0,69 |
| | 445,06—445,15 | | 2,25 | 6,5 | 0,37 |
| | 451,3—451,4 | | 1,85 | 6,5 | 0,75 |
| 2782 | 450,3—450,4 | Глина серая, жирная, пластичная | 3,8 | 6,5 | 1,07 |
| | 457—457,1 | | 2,8 | 6,8 | 0,77 |
| | 468,4—468,5 | | 4,25 | 6,8 | 1,16 |
| | 469,8—469,9 | | 2,8 | 7,0 | 0,47 |
| | 486—486,13 | | 4,1 | 7,0 | 1,06 |
| | 496,4—496,53 | | 3,9 | 7,5 | 0,69 |
| | 510,3—510,4 | | 1,75 | 7,8 | 0,24 |
| 2878 ^a | 409—409,1 | То же | 2,35 | 7,3 | 0,11 |
| | 416,5—416,6 | | 2,5 | 6,1 | 0,53 |
| | 422,7—422,8 | | 3,8 | 6,1 | 0,45 |
| | 520,75—520,85 | | 2,15 | 7,5 | 0,59 |
| | 530,66—530,76 | | 4,0 | 7,0 | 0,77 |
| | 548,77—548,87 | | 1,1 | 7,9 | 0,24 |

| Номер скважины | Интервал отбора, м | Порода | h , см | P_r , МПа | $k_n = 10^{-6}$ мкм ² |
|--------------------------|--------------------|----------------------------------------|----------|-------------|-------------------------------------|
| | 566,62–566,72 | | 4,0 | 7,0 | 0,76 |
| <i>Петушки – Пушкино</i> | | | | | |
| 155 | 43,8–44 | Глина темно-серая, слоистая | 2,3 | 0,9 | 0,60 |
| 153 | 54,8–55 | | 2,02 | 0,9 | 0,86 |
| 57 | 25–25,2 | Глина темно-серая до черной пластичная | 2,33 | 0,9 | 8,6 |
| | 27,5–27,7 | | 2,47 | 0,9 | 27,0 |
| | 52,8–52,9 | Глина серая, пластичная, жирная | 2,17 | 0,9 | 2,08 |
| | 57,4–57,5 | | 2,5 | 0,9 | 1,46 |
| | 59,6–59,8 | | 2,07 | 0,9 | 0,95 |
| 56 | 140–140,2 | Глина серая, комковатая | 2,13 | 0,9 | 0,84 |
| | 143,3–143,5 | Мергель (аргиллит) | 1,84 | 0,9 | 3,59 |
| | 142,5–142,7 | Глина красная, средней плотности | 1,87 | 0,9 | 0,51 |
| | 147,4–147,6 | Глина красная, плотная | 1,85 | 0,9 | 0,08 |

Примечание. 1. В качестве фильтрующей жидкости использовалась пластовая пресная вода. 2. Температура экспериментов 20–22 °С.

которого достигает ~ 2 ммоль при максимальном содержании Cl^- – 0,35 ммоль и SO_4^{2-} – не более 0,3 ммоль; среди катионов преобладают $\text{Na} + \text{K}$ – до $\sim 2,1$ ммоль, далее Mg^{2+} и Ca^{2+} примерно в равных количествах – до $\sim 0,2$ –0,3 ммоль. Минерализация ВСВ составляет $\sim 0,1$ –0,2 г/л.

Обращает внимание существенное различие показателей pH для пласто-

вых вод и ВСВ. Подземные воды из выше- и нижезалегающих горизонтов характеризуются $pH \sim 8,6-8,8$, в то время как ВСВ из глин в большинстве случаев дают $pH \sim 7,5$. Согласно определениям по скв. 101, исследуемые глины имеют пористость $n = 25\%$ и гигроскопическую влажность $W_r = 2,5-5,5\%$. Аналогично с рассмотренным ранее случаем оценим ориентировочно величину минерализации поровой воды. Расчет по зависимости (20) показывает, что при $n = 25\%$, $W_r = 2,5\%$ и общей минерализации водной вытяжки $c_B = 0,10\%$ минерализация поровой воды c_n составит $4,75$ г/л, т. е. даже для минимальных, принятых в расчет значений c_B и W_r (при больших значениях c_B и W_r величина c_n будет возрастать) и при известном допущении о соответствии $c_B \approx c_n$ минерализация поровой жидкости в глинах значительно превышает минерализацию подземных вод смежных водоносных горизонтов ($0,3-0,8$ г/л). Учитывая это, а также принимая во внимание заметные различия водородных показателей, можно полагать, что толща в целом промыта слабо и вертикальный водообмен, по крайней мере, ограничен.

В ходе фильтрационных испытаний с целью контроля за результатами опытных исследований из некоторых монолитов изготавливалось по 2-4 образца и более, по ним проводились параллельные испытания, т. е. результаты дублировались 2-4 определениями и более. Согласно полученным данным, глины и их разности (алевролиты, аргиллиты) имеют низкую проницаемость, коэффициент k_n изменяется в пределах $10^{-8}-10^{-7}$ мкм² с небольшими отклонениями в большую или меньшую сторону. Из табл. 16 видно, что по скв. 95 и 97, разрезы которых опробованы наиболее полно, отмечается тенденция к некоторому уменьшению проницаемости от кровли к подошве пласта. Это подтверждает установленную ранее зависимость проницаемости от глубины залегания глин. По другим скважинам, ввиду ограниченного числа определений, такой закономерности установлено не было.

В пределах Курской магнитной аномалии (КМА) по четырем удаленным друг от друга скважинам изучались два региональных водоупора, залегающих на глубине от 300 до 500 м. Водоупорные толщи представлены тяжелыми глинами $J_{3ox} - km$ (верхний водоупор) и $J_{2bj} - bt$ (нижний водоупор) возраста и мощностью соответственно от 30-40 до 90 м.

Гидрохимическое опробование глинистых толщ проводилось выборочно, ограниченным числом точек. Согласно этим исследованиям, содержание отдельных компонентов ВСВ, как и суммарная минерализация, в интервале глубин 300-570 м изменяется без каких-либо видимых закономерностей. Отмечается несколько повышенное содержание SO_4^{2-} — до $6,5$ ммоль и $Na + K$ — до $\sim 4,5$ ммоль, минерализация ВСВ $\sim 0,11-0,55\%$.

Проницаемость глинистых отложений определялась по 30 образцам, в том числе по 22 образцам из нижней водоупорной толщи и 8 образцам из верхней толщи (рис. 29).

На рис. 29 представлены совмещенные колонки скважин. Каждая из скважин вскрывает водоупоры на разных глубинах: глубина залегания кровли киммеридж-оксфордских глин от ~ 300 м (скв. 690Г) до ~ 400 м (скв. 2878^а), бат-байосских глин от ~ 360 до 490 м.

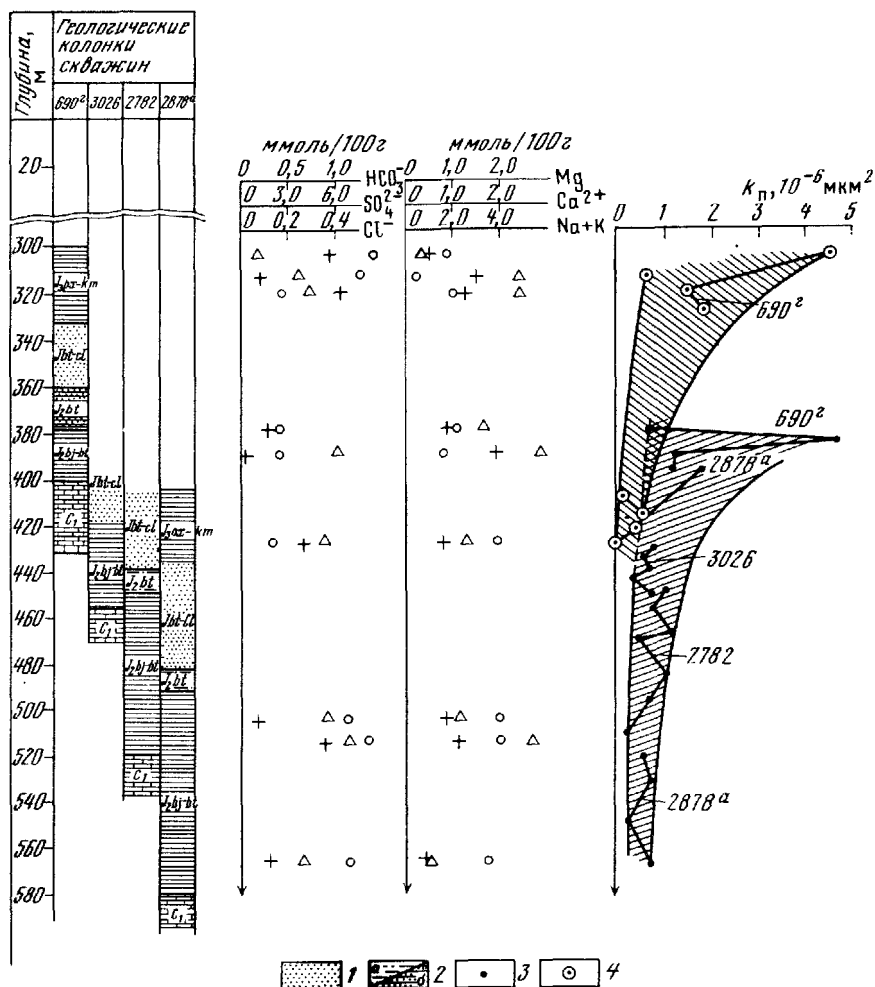


Рис. 29. Сводный геологический разрез скважин и результаты гидрогеохимического опробования и фильтрационных испытаний по глинистым водоупорам.

1 — песок, 2 — пески глинистые (а), глин опесчаненные (б); точки определения проницаемости глин: 3 — бат-байосских, 4 — кимеридж-оксфордских. Остальные условные обозначения см. в подрисунковой подписи к рис. 28

На графике $k_{п} = f(H)$ выделены 2 полосы значений $k_{п}$: первая — для кимеридж-оксфордских глин по результатам опробования скв. 690Г и 2878^а и вторая — для бат-байосских глин по результатам опробования всех четырех скважин. Полосы строились по минимальным и максимальным значениям проницаемостей, значения $k_{п}$ по каждому водоупору в пределах каждой отдельно взятой скважине на графике соединены ломаными линиями. Из рис. 29 видно, что с увеличением глубины залегания проницаемость глин падает — полосы значений $k_{п}$ сужаются при общей

тенденции к уменьшению коэффициента проницаемости. Принимая во внимание то обстоятельство, что при построении графиков $k_n = f(H)$ по обоим водоупорам использовались данные различных скважин (к тому же значительно удаленных друг от друга), можно говорить и о плановой изменчивости фильтрационных свойств глин — уменьшении проницаемости в направлении погружения глинистой толщи.

В отличие от рассмотренных выше примеров на участке Пушкино-Петушки исследовались глины, залегающие на глубине от 25 до 150 м. Разведочными скважинами вскрыта осадочная толща, представленная разновозрастными (от Q до C₃ ms — pt) песчано-глинистыми и известково-мергелистыми образованиями, образующими сложную в гидрогеологическом отношении слоистую систему — чередование водонасыщенных известняков, песков и слабопроницаемых глинистых слоев. Опробовались глины мелового, юрского и каменноугольного возрастов. В процессе фильтрационных испытаний давление на образцы независимо от глубины их отбора поддерживалось постоянным $P_r = 0,9$ МПа, т. е. в пределах минимально допустимых давлений, создаваемых установкой УИПК-1М; фильтрующаяся жидкость — пресная вода (аналог пластовой).

Результаты фильтрационных испытаний показывают четкую зависимость проницаемости глин от глубины залегания. В интервале глубин 25—60 м коэффициент проницаемости уменьшается в среднем от $\sim 10^{-5}$ (меловые глины) до $\sim 10^{-6}$ мкм² (юрские глины). Далее с глубиной (до 150 м) проницаемость продолжает падать, уменьшаясь еще примерно на полпорядка. Наиболее резкое изменение проницаемости отмечается в пределах первых десятков метров (50—60 м), ниже темпы изменения k_n снижаются. Возможно, что характер зависимости $k_n = f(H)$ мог быть более ярко выраженным при условии поддержания в экспериментах соответствующего режима давлений. Поскольку задававшиеся в опытах давления $P_r = 0,9$ МПа превышает естественные геостатические нагрузки для верхнего слоя и в несколько раз меньше по отношению к нижнему, значения k_n меловых глин должны быть более высокими, а глин каменноугольного возраста — более низкими по отношению к установленным. В целом же экспериментальные данные подтверждают сделанный ранее вывод о характере изменения проницаемости глин с глубиной.

Для подтверждения предположения об уменьшении проницаемости глин с глубиной и выявления характера зависимости проницаемости от давления в качестве примера рассмотрим также результаты исследования проницаемости керна глин мелового возраста, взятого из скважины, вскрывшей осадочную толщу в пределах Сырдарьинского артезианского бассейна.

Исследования производились по пяти точкам разреза, интервал опробования изменялся от 140 до 570 м. В экспериментах имитировались температура и минерализация, близкие к условиям естественного залегания, давление внешней нагрузки было близко к естественному и изменялось в соответствии с глубиной отбора образца. Результаты выполненных исследований представлены на рис. 30. Для сравнения на рис. 30 показано также изменение пористости с глубиной. График зависимости

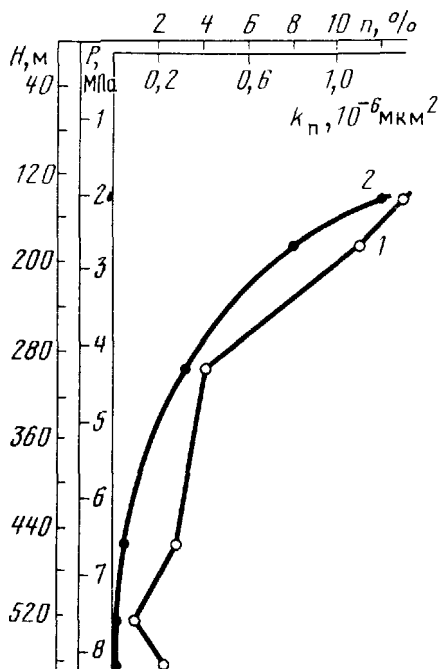


Рис. 30. График зависимости проницаемости (1) и пористости (2) глин от глубины и давления

$n = f(H)$ получен прямым расчетом с использованием приближенной формулы [8]:

$$n = n_0 e^{-\beta H},$$

где n — пористость на заданной глубине; n_0 — пористость глин у поверхности; H — глубина залегания; β — постоянная для данной глины.

Поскольку настоящий расчет выполняется с целью качественной оценки изменения n , параметры n_0 , β заданы условно и составляют $n_0 = 0,5$, $\beta = 0,01$.

Сравнительный анализ графиков зависимости $n = f(H)$ и $k_n = f(H)$ показывает довольно близкий характер их изменения.

Значения коэффициентов проницаемости, представленные в табл. 16 и на рис. 28, 29, 30, позволяют установить довольно четкую взаимосвязь проницаемости и глубины залегания: с увеличением глубины проницаемость глин резко падает.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОБРАЗЦОВ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУР ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ

Для исследований были отобраны образцы из скважин месторождений термальных вод Рионской впадины, Черкесской и Махачкалинской площадей. Исследуемые образцы относятся к отложениям мела (главным образом нижнего), а также к отложениям палеогена и неогена.

Процесс фильтрации изучался на 12 образцах при температурах 23 и 85 °С, на 7 образцах при температурах 23, 60 и 85 °С и на одном образце при температуре 23 °С. Принятые величины температур проведения экспериментов были обусловлены следующими причинами. Температура 23 °С была взята в качестве фоновой: проницаемость образца при этой температуре служила исходной для сравнения с проницаемостями при других температурах. Температуры 60 и 85 °С соответствуют пластовым температурам на рассматриваемых площадях, откуда были взяты образцы.

В качестве фильтрующей жидкости была взята пресная вода. Это обусловлено тем, что термальные воды в исследуемых районах в основ-

ном характеризуются минерализациями 1–2 г/л. Градиенты давления, при которых осуществлялась фильтрация через образцы пород, составляли от 50 до 100.

Исследуемый образец закладывался в кернодержатель при комнатной температуре (первая температурная точка, равная приблизительно 25 °С) и подвергался всестороннему обжигу, соответствующему геостатическому давлению на глубине его залегания. В этих условиях образец выдерживался около суток для стабилизации напряженного состояния. Затем через образец начиналась фильтрация воды, длившаяся несколько часов, до стабилизации расхода, что выявлялось сходимостью нескольких последовательных замеров расхода воды. После обработки первой температурной точки образец нагревался до следующей (второй) температурной точки. При достижении искомой температуры, образец выдерживался в течение 10–12 ч, после чего продолжалась фильтрация. Длительность одного эксперимента составляла от 2 до 3 сут. Результаты экспериментов даны в табл. 17.

Как видно из табл. 17, во всех опытах, за исключением одного, отмечается увеличение проницаемости пород с ростом температуры. В опыте 18 отношение проницаемости при температуре 85 °С к проницаемости при температуре 23 °С несколько меньше 1 и равно 0,8; этот результат, по-видимому, обусловлен неточностями эксперимента.

Из семи опытов с тремя температурными точками в четырех (12, 16, 17 и 20) отмечается такое увеличение проницаемости с ростом температуры, которое характеризуется относительно пологим приращением проницаемости в интервале температур от 23 до 60 °С и значительно более крутым подъемом проницаемости в интервале температур от 60 до 85 °С.

Приросты проницаемости Δk_1 в интервале температур 23–60 °С и Δk_2 в интервале 60–85 °С ($\Delta k_1 = k_{п}^{60} - k_{п}^{23}$ / 60–23 и $\Delta k_2 = k_{п}^{85} - k_{п}^{60}$ / 85–60) приведены в табл. 18.

Следует отметить, что такой ход изменения проницаемости пород при увеличении температуры, т. е. более резкий рост в интервале 60–85 °С аналогичен исследованиям, описанным ранее. В опытах 5 и 13 рост проницаемости на всем температурном интервале (23–85 °С) более или менее равномерный, только на втором температурном интервале (60–85 °С) отмечается несколько меньший прирост проницаемости, чем на первом интервале (23–60 °С). И, наконец, в опыте 11 на первом интервале происходит снижение проницаемости и последующее ее увеличение на втором интервале.

В десяти опытах с двумя температурными точками 23 и 85 °С отмечаются большие значения проницаемости при температуре 85 °С (см. табл. 17). Таким образом, в проведенных экспериментах отчетливо прослеживается рост проницаемости пород с увеличением температуры, причем наибольший рост проницаемости происходит в интервале температур 60–85 °С, что объясняется, как уже отмечалось выше, переходом рыхлосвязанной воды в свободное состояние.

Величина отношения проницаемостей при температурах 85 и 23 °С изменяется преимущественно от 3 до 20 (максимальная – 22–30, мини-

Результаты исследования температуры на проницаемость естественных образцов

| Номер опыта (скважины) | Место от- бора | Возраст пород | Интервал оп- робования, м | Литология | $T, ^\circ\text{C}$ | $k_n, 10^{-7} \text{ мкм}^2$ | k_n^{60}/k_n^{23} | k_n^{85}/k_n^{23} |
|---------------------------|-------------------|------------------|------------------------------|--------------------------------------|---------------------|------------------------------|---------------------|---------------------|
| <i>Рионская впадина</i> | | | | | | | | |
| 1 (1) | г. Самтре- диа | K_{1nc} | 1119–1126 | Песчаник гли- нистый плот- ный | 23 85 | 3,3 9,3 | — | 2,8 |
| 2 (1) | г. Самтре- диа | $K_{1al}-cm$ | 1306–1314 | Известняк | 23 85 | 2,4 5,7 | — | 2,4 |
| 3 (4) | г. Зугдиди | K_{1ap} | 1170–1173 | Известняк | 23 85 | 1,4 10,5 | — | 7,5 |
| 4 (1) | г. Зугдиди | $K_{1al} - cm$ | 989–992 | Алевролит (песчаник?) | 23 85 | 0,3 3,8 | — | 13 |
| 5 (3) | г. Зугдиди | K_{1ap} | 1506–1509 | Мергель | 23 60 85 | 4,1 11,5 15,4 | 2,8 | 3,8 |
| 6 (1) | п. Киндга | K_{1nc} | 2241–2244 | Известняк | 23 85 | 0,64 4,7 | — | 7,3 |

| | | | | | | | | |
|--------|------------|-------------------------------|-----------|-----------------------|----------------|------------------------|-----|-----|
| 7 (1) | п. Киндга | K ₁ nc | 2217—2219 | Мергель | 23 85 | 6,7 134 | — | 20 |
| 8 (1) | п. Киндга | K ₁ nc | 2171—2174 | Мергель | 23 85 | 2,6 57 | — | 22 |
| 9 (1) | п. Речхи | N ₁ | 808—812 | Глина | 23 | 1,1 | — | — |
| 10 (1) | п. Речхи | N ₁ | 2032—2034 | Известняк | 23 85 | 2,9 3,9 | — | 1,3 |
| 11 (2) | п. Менджи | K ₁ al — см II — I | 1459—1463 | Мергель, известняк | 23 60 85 | 0,011 0,003 0,19 | 0,3 | 1,8 |
| 12 (5) | п. Саберио | K ₂ t — d | 820—824 | Известняк | 23 60 85 | 2,4 10,5 18,8 | 4,4 | 7,9 |

Черкесская площадь

| | | | | | | | | |
|----------|-------------|------------------------|-----------|------------------------|----------------|-------------------|-----|-----|
| 13 (117) | г. Черкесск | K ₁ al | 977—980 | Аргиллит, алевролит | 23 60 85 | 6,6 8,3 7,3 | 1,3 | 1,1 |
| 14 (123) | г. Черкесск | K ₁ al — ap | 1504—1582 | Аргиллит | 23 85 | 0,9 3,6 | 4,0 | — |

| Номер опыта (скважины) | Место от- бора | Возраст пород | Интервал оп- робования, м | Литология | $T, ^\circ C$ | $k_n, 10^{-7} \text{ мкм}^2$ | k_n^{60}/k_n^{23} | k_n^{85}/k_n^{23} |
|---------------------------|-------------------|------------------------------|------------------------------|-----------|----------------|------------------------------|---------------------|---------------------|
| 15 (123) | г. Черкесск | $K_1 \text{ al} - \text{ap}$ | 1765—1771 | Аргиллит | 23 85 | 3,0 11,5 | — | 3,9 |
| 16 (123) | г. Черкесск | $K_1 \text{ al} - \text{ap}$ | 1857—1860 | Алевролит | 23 60 85 | 0,48 2,6 9,6 | 5,4 | 20 |
| 17 (123) | г. Черкесск | $K_1 \text{ al} - \text{ap}$ | 1908—1910 | Известняк | 23 60 85 | 1,8 3,4 20,3 | 1,9 | 11,3 |
| 18 (124) | г. Черкесск | $K_1 \text{ al} - \text{ap}$ | 1388—1404 | Песчаник | 23 85 | 540 420 | — | 0,8 |

Махачкалинская площадь

| | | | | | | | | |
|-----------|--------------|-------------------|-----------|-------|----------------|--------------------|-----|-----|
| 19 (29-Т) | г. Махачкала | $N_1^2 \text{ c}$ | 1500—1565 | Глина | 23 85 | 3,3 15,8 | — | 4,8 |
| 20 (29-Т) | г. Махачкала | $N_1 \text{ c}$ | 1552—1557 | Глина | 23 60 85 | 1,0 6,6 30,0 | 6,6 | 30 |

Прирост проницаемости Δk (10^{-7} мкм²/град)
в интервалах температур 23–60 и 60–85 °С

| Номер опыта | Δk_1 | Δk_2 |
|-------------|--------------|--------------|
| 12 | 0,20 | 0,33 |
| 16 | 0,05 | 0,28 |
| 17 | 0,042 | 0,68 |
| 20 | 0,15 | 0,95 |

мальная — 1,1–1,8). Отношения проницаемостей при температурах 85 и 23 °С для различных литологических разностей распределяются следующим образом: глина, алевролит, аргиллит 2,8, 1,1, 29,2, 12,6, 3,9, 20, 4,8, 30,2; мергель 3,8, 20, 22, 1,8; известняк 2,4, 7,5, 7,3, 1,3, 7,9, 11,3.

Из этих данных видно, что для глинистых отложений и мергелей характерен значительно больший диапазон изменения величины отношения проницаемостей, чем для известняков. Для глин, аргиллитов и алевролитов максимальная величина отношения проницаемостей при температурах 85 и 25 °С достигает 30, для мергелей 20, для известняков 8–11. Столь большая величина отношения проницаемостей у глинистых пород при разных температурах объясняется разрушением связанной воды тонкодисперсного материала, каким являются глины, и увеличением вследствие этого свободного порового пространства, что в конечном итоге ведет к росту проницаемости. Вместе с тем, для глинистых пород, наряду с большой величиной отношения проницаемостей отмечаются сравнительно небольшие значения этого отношения (порядка 1,5–3), что, по-видимому, связано с различным минеральным составом глинистых пород.

ИЗУЧЕНИЕ НАЧАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА И РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ В ГЛИНАХ

Связанная вода в глинах обладает, как отмечалось в гл. 1, особыми свойствами, присущими так называемым неньютоновским жидкостям. С указанными свойствами неньютоновских жидкостей, в частности вязкопластических, к которым приближается вода в порах глинистых пород, связывается понятие начального градиента фильтрации и нарушение линейного закона фильтрации в глинах.

В настоящее время известно достаточно большое число работ, посвященных изучению начального градиента фильтрации. Как известно, первые упоминания о начальном градиенте фильтрации связаны с исследованиями Н.П. Пузыревского, пришедшего к выводу, что процесс фильтрации в глинах не подчиняется линейному закону Дарси, а движение жидкости начинается лишь при градиенте, значительно превышающем необходимый для начала движения в состоянии свободного объема. В качестве уравнения, описывающего процесс фильтрации в глинах, им была предложена эмпирическая зависимость:

$$v = k (I - I_0)^n,$$

где v — скорость фильтрации; k — коэффициент фильтрации; I — пьезометрический уклон; I_0 — начальный пьезометрический уклон или коэффициент сопротивления; n — постоянная.

В последующем явление начального градиента фильтрации отмечалось в работах К.К. Гедройца, К.П. Лундина, К.И. Добровольского и др. В числе работ, заслуживающих особого внимания как по объему и разнообразию фактического материала, так и в отношении методики постановки экспериментальных исследований (что играет немаловажную роль в изучении рассматриваемого явления), следует отметить исследования С.А. Роза.

Явление начального градиента фильтрации изучалось на образцах глин нарушенной и ненарушенной структуры, в различных диапазонах давлений обжима с использованием пресной воды. Полученные автором данные свидетельствовали о наличии в глинах фильтрационных аномалий, заключающихся в проявлении начального градиента и нарушении линейной зависимости между скоростью фильтрации и градиентом напора. Установлено, что с увеличением внешнего давления от 0,1 до 0,6 МПа значения I_0 возрастают примерно от 2 до 37. При этом минимальные величины начальных градиентов фиксировались в глинах каолинового состава ($I_0 = 1,8$). Было высказано предположение о характере зависимости величины I_0 от содержания в глинах электролита и влияния на начальный градиент температурного фактора: с увеличением количества растворимых солей начальный градиент уменьшается и, по-видимому, будет возрастать с уменьшением температуры.

В 1950—1960 гг. вопрос о начальном градиенте фильтрации находит

свое дальнейшее развитие в работах отечественных и зарубежных исследователей, что выразилось не только в накоплении нового фактического материала, но и в теоретическом обосновании причин нарушения закономерностей процесса фильтрации в глинах. Теоретической предпосылкой для объяснения явления начального градиента послужило открытие Б.В. Дерягиным эффекта аномально вязкостного состояния жидкости (связанная вода) в узких капиллярах и тонкодисперсных пористых средах. Среди отечественных работ этого периода следует отметить исследования А.И. Котова и С.В. Нерпина, В.М. Павилонского, Н.Ф. Бондаренко, Н.В. Чураева, Г.М. Березкиной, А.И. Чуракова и других, а среди зарубежных работ — исследования В.Энгельгардта и В. Тунна, Г. Ковача, Г. Олсена, П. Лоу, Д. Шварцендрубера, М. Кутилека и др. Достаточно подробно этот вопрос освещен в работе Н.Ф. Бондаренко [4].

Существование в глинистых породах начального градиента и градиентов, в области которых процесс передвижения воды не подчиняется линейному закону Дарси, отмечают Г.М. Березкина [2] и А.И. Чураков [46]. Согласно Г.М. Березкиной, увеличение напора приводит к непропорциональному увеличению скорости фильтрации. В результате при градиенте напора $I = 5$ коэффициент фильтрации у суглинков увеличивается по сравнению с фильтрацией при $I = 1$ в 6–10 раз. По данным А.И. Чуракова, значения начальных градиентов возрастают по мере увеличения плотности глины (или уменьшения ее пористости).

В ряде зарубежных работ (П. Басак, Д. Эванс, Х. Паскаль и др.) принята попытка теоретического обоснования причин возникновения фильтрационных аномалий при движении воды в слабопроницаемых глинистых грунтах при малых градиентах напора. Отклонение от закона Дарси и проявление начального градиента фильтрации связывается с влиянием сил молекулярного взаимодействия воды с породой, адсорбционным взаимодействием жидкой и твердой фаз и вязкопластическим характером течения воды в ультратонких поровых каналах. Причем, согласно, например, К. Тонсбо, в области аномальных градиентов (больших начальных, но меньших градиентов, при которых устанавливается линейная фильтрация) зависимость между скоростью фильтрации и напором носит параболический характер. Отклонения от закона Дарси связываются со структурно-механическими свойствами поровой воды, а также действием заземленного воздуха. При этом делается вывод о том, что независимо от физической сущности явления в природных условиях имеет место начальный градиент и при $I < I_0$ движение воды в глинистых слоях отсутствует, т. е. они могут рассматриваться как водонепроницаемые.

Интересно отметить, какими величинами характеризуется начальный градиент по литературным данным. По одним работам его величина не превышает десятых или сотых долей; по другим — исчисляется единицами; наконец, у некоторых авторов значение начального градиента варьирует для монтмориллонитовых глин от 50 до 100. В ряде работ приводятся сведения о влиянии на величину начального градиента таких факторов, как пластовое (внутрипоровое) давление, минерализация и температура.

В работе Р.Ш. Мингарева, А.В. Валиханова и других представлены результаты экспериментальных исследований зависимости начального градиента фильтрации и проницаемости глин от внутрипорового давления и соотношений горного и внутрипорового давления. В опытах с песчано-глинистыми смесями установлено, что начальный градиент уменьшается с увеличением пластового давления, при постоянном горном давлении и возрастает с ростом последнего.

Экспериментальными исследованиями, проводившимися на песчано-глинистых смесях и образцах глинизированного песчаника, показано, что с ростом минерализации значения начальных градиентов уменьшаются, а проницаемость породы возрастает. В работе [48] приводятся также сведения о влиянии температуры на начальный градиент фильтрации: с ростом температуры от 20 до 100 °С начальный градиент уменьшается и в интервале 90–100 °С стремится к нулю. По данным А.И. Чуракова [47], значения начальных градиентов возрастают по мере увеличения плотности глин (или уменьшения их пористости).

Н.В. Чураевым и Б.В. Дерягиным [13] было показано, что движение жидкости в тонкодисперсных пористых средах не подчиняется закону Дарси в определенной области изменения влажности. При этом подчеркивается, что наблюдаемые нарушения закономерностей процесса фильтрации – следствие наличия в порах глинистых пород связанной воды. Отмечалось, что явление начального градиента фильтрации может не наблюдаться до тех пор, пока влагоперенос осуществляется по системе относительно крупных каналов (25–40 мкм).

В работе [48] на основе обзорного анализа фактического материала (данные зарубежных исследований) выделяются пять зон течения жидкости с различным характером зависимости скорости от градиента: 1) отсутствия фильтрации; 2) "долинейная" зона; 3) линейная зона Дарси; 4) "последелинейная" ламинарная зона; 5) турбулентная зона. Отмечается, что нижний предел применимости закона Дарси зависит от типа грунта (чем выше поверхностная активность, тем выше нижний предел) и пористости (с увеличением пористости одного и того же грунта этот предел снижается). При этом авторы подчеркивают приближенность и известную противоречивость эмпирических данных о нижней границе применимости линейного закона Дарси.

В вопросе о начальном градиенте фильтрации особого внимания заслуживают исследования В.М. Павилонского [35, 36]. По материалам своих работ автор не дает однозначного ответа на вопрос, существует или не существует начальный градиент фильтрации. Так, по результатам исследования различных литологических разностей (супесей, суглинков и глин) явление начального градиента было отмечено лишь в отдельных опытах с глинами и суглинками. Интересен вывод автора о том, что при снижении градиентов до начальных значений происходит не полное прекращение фильтрации, а только ее резкое уменьшение.

Вопрос о начальном градиенте фильтрации в глинах рассматривается в обзорной статье И.А. Бриллинг, помещенной в сборнике, посвященном исследованию фильтрации в глинах [19]. Автор этой статьи приходит к

выводу об отсутствии начального градиента фильтрации. Заслуживает внимания трактовка условий формирования начального градиента, данная А.Г. Арьем с позиций молекулярной физики, и изложенная в указанном сборнике [19].

Таким образом, результаты опубликованных исследований, в большинстве своем подтверждая наличие в глинистых породах явление нарушения линейного закона Дарси в области малых градиентов напора, не дают однозначного ответа на вопрос о наличии в глинах начального градиента фильтрации. Величина начального градиента фильтрации, согласно работам, утверждающим его наличие, варьирует в широких пределах — от долей единицы до ста и более. Из опубликованных работ следует также, что систематических исследований влияния минерального типа глин, физико-химических факторов и температуры на величину начального градиента фильтрации практически не проводилось.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ НАЧАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА

Для исследования начального градиента и режима фильтрации в глинах в условиях переменных градиентов напоров была поставлена серия экспериментов.

При проведении экспериментов были приняты во внимание выявленные закономерности изменения проницаемости глин под влиянием переменных температур и минерализаций, что непосредственно связывается с изменением состояния воды в глинах. Вследствие этого экспериментами предусматривались:

1) исследование нижней границы применимости линейного закона Дарси и выявление областей возможного существования начального градиента фильтрации;

2) исследование влияния физико-химических и термодинамических условий на величину начального градиента фильтрации.

При проведении экспериментов, анализе и обработке опытных данных принимались во внимание следующие исходные предпосылки. Как известно, закон Дарси устанавливает линейную зависимость между скоростью фильтрации v и градиентом напора I ; график функции $v = f(I)$ представляет прямую линию, исходящую из начала координат. Далее, если считать коэффициент проницаемости k_n постоянным параметром, независящим от градиента напора, то график $k_n = f(I)$ представлял бы прямую, параллельную оси абсцисс (градиентов). Для глин, вследствие отмечавшихся выше особых свойств поровой воды, в области малых значений I возможны как нарушение линейного закона фильтрации, так и иной характер зависимости $k_n = f(I)$. Нарушение линейного закона фильтрации в глинах, связанное с начальным градиентом, может проявиться в отклонении графика $v = f(I)$ от прямой линии, исходящей из начала координат, и отсечении на оси абсцисс отрезка, соответствующего величине начального градиента. График $k_n = f(I)$ в области малых значений I будет также существенно отличаться от прямой, параллельной оси абсцисс.

Таким образом, сопоставление фактических графиков $v = f(I)$ и

$k_n = f(l)$ в глинах с аналогичными графиками, соответствующими линейному закону фильтрации и независимости k_n от l (постоянству проницаемости при любом градиенте напора), должно отрицать проявление так называемого начального градиента фильтрации.

Настоящие исследования проводились на приборе, разработанном в лаборатории охраны подземных вод ВСЕГИНГЕО и изготовленном на базе известной установки УИПК-1М с использованием ее основного узла — кернового зажима ЗК-8. В ходе экспериментов строго соблюдалось условие равенства бокового и вертикального давления гидрообжима образца ($P_r = 3,2$ МПа) и постоянства температур для каждой степени градиентного напора (в области минимальных градиентов колебания температуры допускались в пределах не более $0,2-0,5^\circ\text{C}$). Учитывая возможное влияние на результаты экспериментов побочных эффектов и, в частности, доуплотнение образцов и их фильтрационная консолидация (изменение фильтрационных параметров во времени), время которой может достигать 20–40 сут, собственно исследования начального градиента проводились после предварительной выдержки образца в заданном режиме давлений, температур и минерализаций в течение 30 сут. Общая продолжительность отдельного эксперимента составляла не менее 100–120 сут. На установке использовался капиллярный расходомер с разрешающей способностью $\pm 0,0001$ мл, что позволяло в пределах установленного опытом времени определять проницаемость глин с точностью до 10^{-10} мкм².

При проведении настоящих исследований осуществлялось ступенчатое изменение градиентов от больших значений до малых, а в двух опытах градиенты вначале возрастали от минимальных к максимальным (прямой ход), затем уменьшались (обратный ход). В общем случае интервал изменений градиентов составлял от 0 до 100. В области больших градиентов время фиксации расхода на каждой ступени ограничивалось 1–2 сут до получения 5–7 значений коэффициентов проницаемости, различающихся между собой не более чем на 10 %; при небольших значениях градиентов это время увеличилось до десятков суток.

В экспериментах использовались модифицированные разности монтмориллонитовых глин с преобладающим содержанием в составе поглощенного комплекса либо катионов Ca^{2+} , либо Na^+ и естественные монтмориллонитовые и слюдистые глины. Физические показатели и катион-

Таблица 19

Физические показатели глин и их катионный состав

| Глины | $W_e, \%$ | $\Delta, \text{г/см}^3$ | $n_0, \%$ | Ca^{2+} | Mg^{2+} | Na^+ | K^+ |
|---------------------------------|-----------|-------------------------|-----------|------------------|------------------|---------------|--------------|
| Са-монтмориллонитовые | 46 | 1,88 | 55 | 67,84 | 6,4 | 0,7 | 0,16 |
| Na-монтмориллонитовые | 51 | 1,58 | 62 | 23,77 | 17,31 | 7,0 | 1,12 |
| Естественные монтмориллонитовые | 36,5 | 1,73 | 53,1 | 36,4 | 9,99 | 3,6 | 1,6 |

ный состав поглощенного комплекса глинистых образцов в исходном состоянии (до начала фильтрационных испытаний) приведены в табл. 19.

В общей сложности было выполнено 14 экспериментов, данные о которых приведены в табл. 20. Давление гидрообжима образца в опытах 1—11 составляло 3,2 МПа, в опыте 12—1 МПа.

Таблица 20

Результаты экспериментов по изучению начального градиента фильтрации

| Номер опыта | T, °C | Фильтрующая жидкость (ее концентрация, г/л) | t, сут | Результаты эксперимента | | |
|-------------------|-------|---------------------------------------------|--------|------------------------------------|-------|----------------------------------------------------------|
| | | | | $k_p, 10^{-7}$ мкм ² | I_0 | Верхняя граница переходной области нелинейной фильтрации |
| Са-монтмориллонит | | | | | | |
| 1 | 20 | Дистиллированная вода | 35 | 1,6 | 33 | ~100 |
| 2 | 20 | То же. | 30 | 2,2 | 30 | ~100 |
| 3 | 20 | " | 30 | 1,75 | 25 | ~100 |
| 4 | 20 | " | 40 | 1,55 | 40 | ~150—160 |
| 5 | 20 | Дистиллированная вода | 35 | 2,1 | 35 | ~150 |
| | | Раствор $\text{CaCl}_2 =$ $(c = 55)$ | 65 | 2,5 | 17 | ~100 |
| 6 | 20 | Дистиллированная вода | 40 | 2,0 | 42 | ~125 |
| | | Раствор $\text{NaCl} (c = 58)$ | 50 | 2,3 | 20 | ~80 |
| 7 | 20 | Дистиллированная вода | 100 | 2,6 | 30 | ~60 |

| Номер опыта | T, °C | Фильтрующая жидкость (ее концентрация, г/л) | t, сут | Результаты эксперимента | | |
|-------------|-------|---------------------------------------------|--------|------------------------------|-------|----------------------------------------------------------|
| | | | | $k_p, 10^{-7} \text{ мкм}^2$ | l_0 | Верхняя граница переходной области нелинейной фильтрации |
| | | Раствор $\text{CaCl}_2 =$ $= (c = 110)$ | 30 | 6,0 | 10 | ~150 |
| 8 | 20 | Дистиллированная вода | 35 | 1,8 | 37 | ~150 |
| | | Раствор $\text{NaCl} =$ $= (c = 115)$ | 45 | 2,6 | 13 | ~100 |

Na-монтмориллонит

| | | | | | | |
|----|----|-----------------------|----|------|-----|------|
| 9 | 20 | Дистиллированная вода | 90 | 0,6 | 100 | ~140 |
| 10 | 20 | Дистиллированная вода | 20 | 0,08 | 100 | ~140 |
| 11 | 20 | То же | 20 | 0,06 | 100 | ~200 |

Естественная монтмориллонитовая глина

| | | | | | | |
|----|-------|-----------------------|-----|------|-----------|-----------|
| 12 | 20—22 | Дистиллированная вода | 100 | 0,25 | 50 | ~150 |
| | 70 | То же | 15 | 1,24 | Не устан. | Не устан. |
| | 90 | " | 10 | 6,0 | " | " |

Естественная слюдяная глина

| | | | | | | |
|----|----|-----------------------|-----|-----|---------|-----|
| 13 | 20 | Дистиллированная вода | 200 | 4,5 | 15 (35) | 120 |
| 14 | 20 | То же | 200 | 5,7 | 15 (40) | 100 |

Примечания. 1. В продолжительность эксперимента не включалось время предварительной выдержки образца и время, затрачиваемое на насыщение образца при замене одного вида фильтрующей жидкости на другой (опыты 5—9). 2. Абсолютные значения коэффициента проницаемости соответствуют области их постоянных значений (при $l > 100\text{--}150$). 3. В скобках даны значения l_0 , полученные при прямом ходе эксперимента.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ФИЛЬТРУЮЩЕЙСЯ ЖИДКОСТИ И ПОГЛОЩЕННЫХ КАТИОНОВ НА НАЧАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ ФИЛЬТРАЦИИ

Анализируя полученные экспериментальные данные, прежде всего остановимся на особенности изменения проницаемости в зависимости от режима ведения эксперимента. На рис. 31 показано влияние градиентов напора на проницаемость естественных слюистых глин. Опыты 13, 14 проводились в режиме возрастающих (прямой ход) и убывающих (обратный ход) напоров. На первом этапе осуществлялось ступенчатое увеличение I примерно от 20 до 200 — до стабилизации фильтрационных расходов, затем градиенты соответственно уменьшались — до прекращения видимой фильтрации.

Кривые зависимостей $k_{\Pi} = f(I)$, соответствующие прямому и обратному ходам, совпадают лишь при относительно высоких градиентах напора $I > 100-200$ (см. рис. 31). Ниже этих значений (в интервале 14–120) коэффициент проницаемости существенно зависит от направления изменения напоров: при обратном ходе устанавливаются более высокие по сравнению с прямым значения проницаемостей (для равных значений I). Это различие возрастает по мере уменьшения I . Соответственно этому изменяются и опытные значения начальных градиентов фильтрации: в случае возрастающих напоров видимой фильтрации не наблюда-

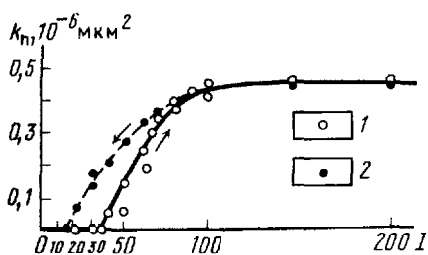


Рис. 31. График зависимости коэффициента проницаемости естественной слюистой глины от градиента напора. Значения k_{Π} , соответствующие прямому (1) обратному (2) ходу

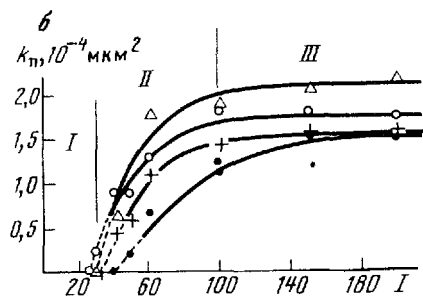
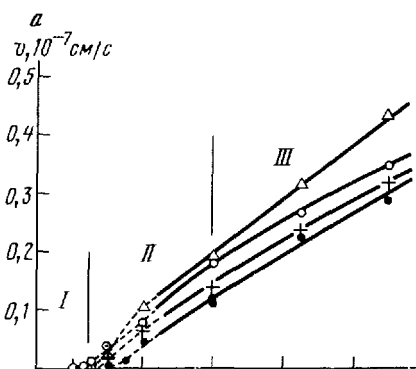


Рис. 32. Графики зависимости скорости фильтрации (а) и проницаемости (б) Са-монтмориллонитовых глин при фильтрации дистиллированной воды от градиента напора

ется вплоть до градиентов $I_0 = 35$ и 40 , а при обратном ходе фильтрация отсутствует лишь при $I_0 = 10$ и 15 . Отсюда видим, что устанавливаемые опытом значения I_0 при прочих равных условиях существенно различаются (в данном случае в 3 раза) и зависят от методики исследования. Во всех рассматриваемых ниже случаях напоры изменялись по одноциклической схеме от максимальных к минимальным.

На рис. 32 выделяются три области (I, II, III), в которых по-разному проявляется зависимость v и k_{Π} от I . В области III, соответствующей большим значениям градиентов, зависимость v от I носит практически линейный характер. Коэффициент проницаемости, по существу, не зависит от градиента напора, и график $k_{\Pi} = f(I)$ представляет собой прямую линию, параллельную оси абсцисс (оси градиентов).

В области II (переходная) происходит изменение режима фильтрации, резкое снижение расхода фильтрующейся жидкости и величины коэффициента проницаемости. Ход кривых $v = f(I)$ и $k_{\Pi} = f(I)$ в области II существенно отличается от хода этих же кривых в области III. С уменьшением градиента напора убывает скорость фильтрации, однако эта зависимость не является линейной. Величина коэффициента проницаемости зависит от градиента напора и быстро уменьшается с уменьшением I .

В области I, соответствующей наименьшим значениям градиентов, скорость фильтрации и коэффициент проницаемости очень малы и практически не фиксируются опытным путем. Отсутствие движения жидкости здесь не отмечалось в течение более 20 сут, что при экспериментальной точности снятия фильтрационных расходов $\pm 0,0001$ мл могло соответствовать $v \leq 10^{-11}$ см/с или $k_{\Pi} \leq 10^{-10}$ мкм².

Условно градиент, соответствующий верхнему пределу этой области градиентов или нижнему пределу градиентов области II, принимается в качестве начального градиента фильтрации. При этом подчеркиваем, что в этой области по-видимому происходит не полное прекращение фильтрации, а лишь ее снижение до очень малых и трудно фиксируемых величин. Именно поэтому начальный градиент фильтрации выполняется нами условно.

В целом графики зависимостей $v = f(I)$ близки к рассмотренным выше реологическим кривым вязкопластических жидкостей (тел Бингама — Шведова). Графики $k_{\Pi} = f(I)$ состоят из двух частей: правая — прямая, параллельная оси абсцисс, и левая — криволинейная, круто падающая к оси абсцисс (эту кривую приближенно можно заменить прямой, проходящей под углом к оси абсцисс и отсекающей на ней отрезок, равный начальному градиенту фильтрации).

Исследованиями установлены значения начальных градиентов фильтрации I_0 в пределах от 10—20 до 100, при этом I_0 зависит от состава поглощенного комплекса глины, минерализации и состава фильтрующейся жидкости. Говоря об абсолютных значениях I_0 , отметим, что в литературе также имеются сведения о больших значениях начальных градиентов. Так, для киевских глин Бепозерского месторождения лабораторными экспериментами установлены значения $I_0 = 60-80$.

На рис. 33 показано влияние состава поглощенных катионов на величину начального градиента фильтрации (в качестве фильтрующейся жидкости здесь использовалась дистиллированная вода). Максимальные значения I_0 наблюдаются в Na-монтмориллонитовой глине — $I_0 \approx 100$, для Са-монтмориллонитовой глины эти значения лежат в пределах 25–40 (см. рис. 33). Одновременно со значительным увеличением начального градиента фильтрации в случае преобладания в составе поглощенного комплекса катионов Na^+ существенно изменяются и фильтрационные свойства глин: коэффициент проницаемости натриевых глин почти на порядок ниже коэффициента проницаемости их разностей, замещенных кальцием (см. табл. 20).

Начальный градиент фильтрации зависит от минерализации и состава фильтрующейся жидкости: с ростом концентрации значения убывают, а при равных концентрациях фильтрующихся растворов CaCl_2 и NaCl несколько более высокие значения I_0 отмечаются по раствору NaCl . Так, для Са-монтмориллонитовой глины (рис. 34, а, б) величина начального градиента фильтрации по дистиллированной воде составляла 30–35; при фильтрации через эти же глины раствора CaCl_2 концентрацией 55 и 110 г/л величина начального градиента уменьшалась соответственно до 17 и 10; при фильтрации через глины раствора NaCl концентрацией 58 и 115 г/л (см. рис. 34, в, г) величина начального градиента уменьшалась до 20 и 13. В целом же с переходом от дистиллированной воды до хлоридных растворов концентрации до 2н уменьшается в среднем в 2–2,5 раза. Зависимость начального градиента фильтрации от минерализации и состава фильтрующейся жидкости показана на рис. 34, д. На рис. 34, д выделяются полосы изменения градиентов при увеличении минерализации от 0 до 115 г/л. Как видно, несколько больший эффект влияния минерализации на величину оказывает раствор хлористого кальция, хотя в целом это превышение незначительно.

Представленные здесь данные свидетельствуют также о влиянии минерализации и на общие фильтрационные свойства глины. Из табл. 20 и рис. 34 видно, что уменьшению I_0 с ростом минерализации соответствует возрастание коэффициента проницаемости глины: на рисунке графики зависимости $k_f = f(I)$, полученные при фильтрации через образец соответствующего хлоридного раствора, располагаются выше (значения k_f больше) этих же зависимостей для дистиллированной воды. В опыте 5 при смене дистиллированной воды на раствор CaCl_2 ($c = 55$ г/л) величина k_f увеличилась в 1,2 раза (от $2,1 \cdot 10^{-7}$ до $2,5 \cdot 10^{-7}$ мкм²), а в опыте 7, где дистиллированная вода заменялась раствором CaCl_2 ($c = 110$ г/л), проницаемость возросла в 2,3 раза (от $2,6 \cdot 10^{-7}$ до $6,0 \cdot 10^{-7}$ мкм²). В опытах 6 и 8 при смене дистиллированной воды в одном случае на раствор NaCl $c = 58$ г/л, а в другом $c = 115$ г/л коэффициент проницаемости увеличился соответственно в 1,1 раза (от $2,0 \cdot 10^{-7}$ до $2,3 \cdot 10^{-7}$ мкм²) и в 1,45 раза (от $1,8 \cdot 10^{-7}$ до $2,6 \cdot 10^{-7}$ мкм²). Указанные соотношения подтверждают также установленное ранее влияние растворов на проницаемость глинистых пород.

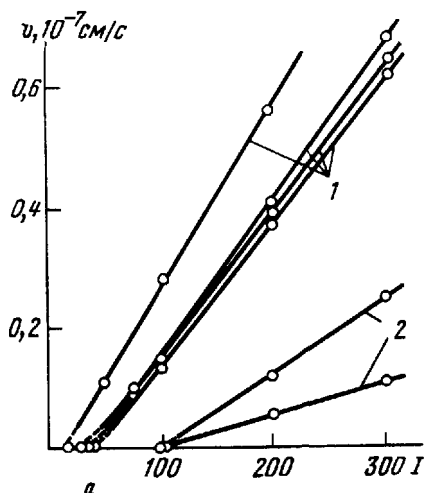
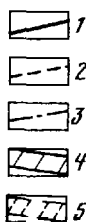
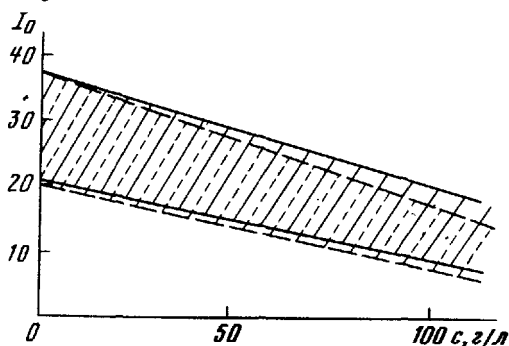
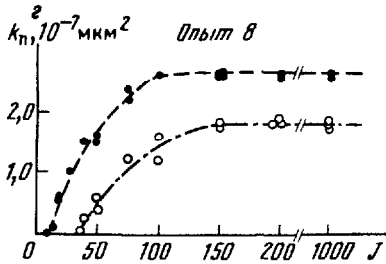
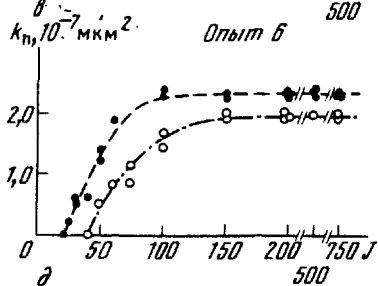
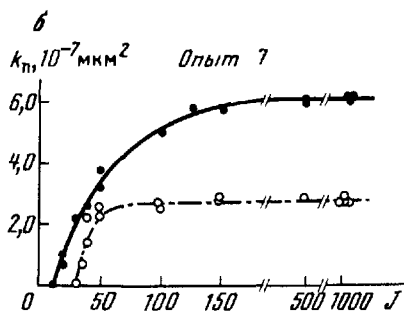
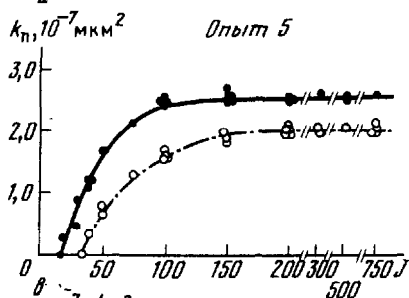


Рис. 33. График зависимости скорости фильтрации от градиента напора и влияние состава поглощенных катионов на величину начального градиента при фильтрации дистиллированной воды.

1 — Са-монтмориллонит; 2 — Na-монтмориллонит

Рис. 34. Графики зависимости коэффициента проницаемости Са-монтмориллонитовых глин от градиента напора (а — з) и градиента напора от концентрации фильтрующегося раствора. 1 — по CaCl_2 ; 2 — по NaCl ; 3 — по дистиллированной воде; полосы изменения градиента: 4 — по NaCl , 5 — по CaCl_2 . Концентрация растворов (в г/л): а — 55, б — 110, в — 58, з — 115



Представленные на рис. 31–34 данные в целом показывают, что процесс фильтрации в глинах не подчиняется линейному закону фильтрации, а величина коэффициента фильтрации оказывается зависящей от градиента напора.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА НАЧАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ ФИЛЬТРАЦИИ

Как уже отмечалось, с ростом температуры проницаемость глин возрастает и естественно было предполагать, что температурный фактор окажет соответствующее влияние на начальный градиент и режим фильтрации в области малых значений l . Ожидалось, что при увеличении температуры интервал градиентов, в пределах которых изменяется режим фильтрации, будет сдвигаться влево, в сторону меньших значений градиентов, и соответственно будет снижаться величина начального градиента фильтрации.

Эксперименты проводились при трех значениях температур (20, 70 и 90 °C) на естественных монтмориллонитовых глинах с использованием в качестве фильтрующей жидкости дистиллированной воды (см. табл. 24).

Исследования начального градиента при 20 °C должны были дать фоновую картину для сопоставления с результатами при температурах 70 и 90 °C. Значения температур 70 и 90 °C были выбраны в связи с тем, что именно в этом интервале температур происходит наибольшее увеличение проницаемости глин (рис. 35). На первом этапе исследования велись при нормальной комнатной температуре: 20–22 °C. Полученная для этих условий зависимость $k_n = f(l)$ соответствует ранее установленным аналогичным зависимостям для кальций- и натрий-замещенных монтмориллонитовых глин по дистиллированной воде. Правая часть графика представляет прямую, параллельную оси абсцисс, что свидетельствует о независимости проницаемости от величины градиента; такой характер графика прослеживается до значений градиентов 140–150. Величина начального градиента фильтрации для температуры 20 °C составила $l_0 \approx 50$, что несколько превышает эти значения для Са-монтмориллонита, но меньше для На-монтмориллонита при этой же температуре. Соответственно отмечается и меньшая проницаемость по сравнению с Са-монтмориллонитовыми разностями. Эти закономерности объясняются особенностями катионного состава поглощенного комплекса этих глин, занимающего промежуточный ряд между составами комплексов моди-

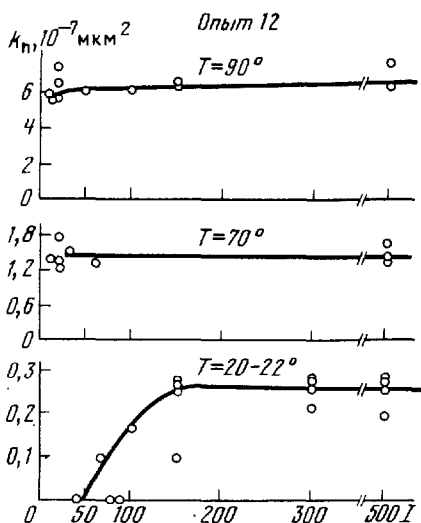


Рис. 35. Графики зависимости проницаемости и градиента фильтрации естественной монтмориллонитовой глины от температуры

фицированных монтмориллонитовых разностей: более высокое содержание Na^+ и низкое Ca^{2+} по отношению к Са-монтмориллониту и, наоборот, повышенное содержание Ca^{2+} и пониженное содержание Na^+ по отношению к На-монтмориллониту (характеристики катионного состава всех трех типов глин приведены выше).

На последующих этапах исследования проводились вначале при $T = 70^\circ\text{C}$, затем при $T = 90^\circ\text{C}$. Как видно из рис. 35, в исследованном диапазоне градиентов (от 5 и выше) проницаемость глины не изменяется и график зависимости $k_n = f(I)$ параллелен оси абсцисс (градиентов).

Для температуры 70°C правая часть графика $k_n = f(I)$, параллельная оси абсцисс, продолжается в область более низких значений градиентов по сравнению с температурой 20°C , а именно до значений градиентов 15–10. Причем в области этих градиентов не отмечалось изменения режима фильтрации и проявления зависимости коэффициента проницаемости от градиента. Аналогичный характер имеет график зависимости $k_n = f(I)$ и при $T = 90^\circ\text{C}$. Эти данные свидетельствуют о том, что при температурах свыше $60\text{--}70^\circ\text{C}$ линейный закон фильтрации в глинах справедлив и в области значительно более низких градиентов напора, чем при температуре 20°C . Величина начального градиента с ростом температуры существенно уменьшается и не исключено, что при температурах свыше $80\text{--}90^\circ\text{C}$ явление начального градиента может вообще не отмечаться. Уменьшение начального градиента связано с общим увеличением проницаемости глины с ростом температуры. Так, если при 20°C коэффициент проницаемости исследуемой глины составлял $0,26 \cdot 10^{-7}$ мкм², то при 70°C он был равен $1,24 \cdot 10^{-7}$ мкм², а при 90°C — $6,0 \cdot 10^{-7}$ мкм², т. е. возрос соответственно примерно в 5 и 25 раз.

Таким образом, характеризуя в целом результаты выполненных исследований, можно сделать следующий вывод. При фильтрации в глинах в области больших градиентов напора отмечаются линейный закон фильтрации и независимость коэффициента проницаемости от величины градиента напора. В области малых значений градиентов фильтрация принимает нелинейный характер, а коэффициент проницаемости оказывается независимым от градиента напора. Переход от линейной фильтрации к нелинейной проявляется в достаточно резком снижении расхода и коэффициента проницаемости, непропорциональному темпу уменьшения градиента напора. Начальный градиент фильтрации выделяется условно; не исключается движение жидкости и при градиентах, меньших начальных, но только в этом случае оно очень слабое и почти не фиксируется.

Величина начального градиента одной и той же глины больше для пресной воды и меньше для хлоридного раствора. На величину начального градиента влияет поглощенный комплекс: в На-монтмориллонитовой глине начальный градиент выше, чем в Са-монтмориллонитовой.

Особенно сильное воздействие на начальный градиент оказывает температура. С ростом температуры начальный градиент убывает; при достаточно высоких температурах он может, по-видимому, вообще не проявляться.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГЛИН И РЕЖИМ ФИЛЬТРАЦИИ В ОБЛАСТИ БОЛЬШИХ ГРАДИЕНТОВ НАПОРА

Настоящими исследованиями предусматривалось изучение проницаемости глин и режима фильтрации в области больших градиентов напора, значительно превосходящих интервал градиентов, в котором происходит нарушение линейного закона фильтрации.

В глинах связанная вода заполняет весь объем мелких пор и большую часть крупных. Под влиянием приложенного перепада давлений связанная вода "продавливается", как бы высвобождая поровое пространство. В силу разной степени связи этой воды с поверхностью частиц в мелких и крупных порах такое продавливание происходит прежде всего в крупных порах, причем той части воды, которая наименее связана с твердой поверхностью. По мере увеличения перепада давления все большее количество связанной воды как в крупных, так и в мелких порах будет "продавливаться" и вовлекаться в движение, т. е. все большая часть порового пространства будет доступна для движения. Итак, с увеличением перепада давлений эффективная пористость должна возрастать вследствие раскрытия новых водопроводящих каналов и увеличения живого сечения действующих поровых каналов в результате вовлечения в фильтрационный поток все большего объема связанной воды. Следовательно, с ростом перепадов давлений проницаемость глин будет возрастать, а в области достаточно больших градиентов напора (значительно превосходящих начальные градиенты фильтрации) будет более или менее постоянной, мало зависящей от дальнейшего увеличения перепадов напоров на входе и выходе испытуемого образца.

Проверка этого положения и была целью рассматриваемых ниже экспериментальных исследований, которые включали изучение влияния больших перепадов давлений ΔP (или градиентов напора) на величину коэффициента проницаемости и скорость фильтрации в условиях постоянных и переменных температурах и внешних давлений P_r . Эксперименты проводились на образцах неогеновых глин естественной ненарушенной структуры, отобранных из скважин в пределах Днестровско-Прутского междуречья с глубин от 40 до 200 м. Глины монтмориллонитовые с примесью гидрослюда.

В ходе экспериментов перепад давлений ΔP на входе и выходе образца изменялся в интервале от 0,1 до 2 МПа, что соответствовало изменению градиентов напора от 300–400 до 3000–4000. При каждом заданном перепаде давлений образец выдерживался в течение 2–3 сут до стабилизации фильтрационных расходов. Во всех экспериментах разница между величиной внешнего давления P_r и максимальным значением перепада давлений ΔP составляла не менее 1 МПа. Всего было проведено 10 экспериментов, результаты которых представлены в табл. 21. Анализ полученных данных показывает, что в интервале давлений от 0,1 до 2 МПа в условиях постоянного термодинамического режима (опыты 1–7) фильтрационные свойства глин не зависят от величины напора жидкости. Как видно из табл. 21, средние значения коэффициентов проницаемости в каждом

Результаты определения скорости фильтрации v и коэффициента проницаемости k_n глин при больших перепадах давления ΔP

| Номер опыта | Глубина отбора образца, м | v (10^{-6} см/с) при разных ΔP (МПа) | | | | | k_n (10^{-6} мкм ²) при разных ΔP (МПа) | | | | |
|-------------|---------------------------|---------------------------------------------------|------|------|------|------|------------------------------------------------------------------|------|------|------|------|
| | | 0,1 | 0,5 | 1,0 | 1,5 | 2,0 | 0,1 | 0,5 | 1,0 | 1,5 | 2,0 |
| 1 | 18 | 0,06 | 0,36 | 0,64 | 0,92 | 1,32 | 0,18 | 0,22 | 0,19 | 0,18 | 0,20 |
| 2 | 37 | — | 0,23 | 0,47 | 0,70 | 0,93 | — | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,14 |
| 3 | 52 | — | 0,37 | 0,74 | — | 1,51 | — | 0,24 | 0,24 | — | 0,24 |
| 4 | 24 | — | 1,33 | 2,69 | 4,01 | 5,36 | — | 0,80 | 0,81 | 0,80 | 0,80 |
| 5 | 56 | — | 0,14 | 0,27 | 0,40 | 0,55 | — | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| 6 | 62 | — | 0,52 | 0,88 | — | 1,6 | — | 0,33 | 0,28 | — | 0,26 |
| 7 | 72 | — | 0,4 | 0,71 | — | 1,4 | — | 0,26 | 0,23 | — | 0,22 |
| 8 | 180 | — | 0,95 | 1,9 | 2,88 | — | — | 0,60 | 0,61 | 0,61 | — |
| | | — | 0,45 | 0,90 | 1,35 | — | — | 0,28 | 0,29 | 0,29 | — |
| 9 | 177 | — | 0,41 | — | — | 1,64 | — | 0,26 | — | — | 0,26 |
| | | — | 0,72 | — | — | 3,3 | — | 0,46 | — | — | 0,52 |
| | | — | 0,24 | — | — | 0,98 | — | 0,15 | — | — | 0,16 |
| 10 | 214 | — | 0,53 | — | — | 1,95 | — | 0,39 | — | — | 0,36 |
| | | — | 1,3 | — | — | 5,2 | — | 0,96 | — | — | 0,96 |
| | | — | 0,29 | — | — | 1,1 | — | 0,21 | — | — | 0,20 |

опыте в пределах точности снятия замеров постоянны на всех ступенях перепадов ΔP .

В опыте 8 (см. табл. 21) испытания проводились в условиях меняющейся внешней нагрузки (давления гидрообжима образца). На первом этапе эксперимента образец выдерживался при $P_r = 2,6$ МПа, далее было задано $P_r = 5,4$ МПа. Линейный характер зависимости скорости фильтрации от перепадов напоров сохраняется для обеих ступеней внешних давлений (см. рис. 32, а; 33). Вместе с тем отмечается заметное снижение скорости с увеличением нагрузки на образец. Так, при переходе с 2,6 на 5,4 МПа скорости фильтрации при $\Delta P = 0,5$ и 1,5 МПа соответственно понизились от $0,95 \cdot 10^{-6}$ до $0,45 \cdot 10^{-6}$ см/с и от $2,88 \cdot 10^{-6}$ до $1,35 \cdot 10^{-6}$ см/с; коэффициент проницаемости в этих же условиях изменился от $0,60 \cdot 10^{-6}$ до $0,28 \cdot 10^{-6}$ мкм², т. е. значения v и k_d уменьшились примерно в два раза. В целом это согласуется с установленным ранее влиянием геостатического давления на фильтрационные свойства глин.

Опыты 9 и 10 (см. табл. 21) проводились в условиях переменного температурного режима. Вначале были получены зависимости $v = f(\Delta P)$ и определены значения проницаемости для комнатной температуры (25 °С). Затем значения скоростей фильтрации и проницаемостей определялись при температурах 50 и 72 °С. На заключительном этапе эксперимента были вновь получены искомые зависимости, но уже при комнатной температуре. В результате установлено, что линейный характер зависимости $v = f(\Delta P)$ и постоянство величины проницаемости сохраняется на всех исследованных температурных режимах. Вместе с тем, можно отметить существенное влияние температуры на абсолютные значения проницаемостей глин. С одной стороны, это проявляется в возрастании скорости фильтрации и коэффициента проницаемости с ростом температуры. Так, при увеличении температуры от 25 до 50 °С (опыт 9) коэффициент проницаемости как при $\Delta P = 0,5$ МПа, так и при $\Delta P = 2$ МПа увеличивается почти в 2 раза, а при увеличении температуры от 25 °С до 72 °С (опыт 10) проницаемость глин для тех же значений ΔP возрастает в 2,7 раза. С другой стороны, явное несовпадение начальных и конечных величин для комнатных температур свидетельствует о наличии в глинах гистерезисных явлений, что согласуется с установленным ранее влиянием переменных температур на проницаемость глин.

Таким образом, процесс фильтрации в глинах при больших перепадах напоров (от 0,1 до 2 МПа) носит линейный характер, а коэффициент проницаемости глины остается постоянной величиной. Это положение сохраняется в условиях повышенных температур и геостатических давлений.

ИЗУЧЕНИЕ МОЛЕКУЛЯРНО-ДИФфуЗИОННОГО ПЕРЕНОСА В ГЛИНАХ И ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Рассмотренный выше круг вопросов о характере и особенностях процесса фильтрации в глинах был связан с изучением их гидравлической проницаемости, обуславливающей конвективный перенос вещества. Общая роль конвективного переноса растворенных в подземных водах вещества очевидна и, несомненно, именно этот процесс и определяет формирование площадной и вертикальной гидрохимической зональности. В то же время, учитывая чрезвычайно низкие проницаемость глинистых пород и скорости фильтрации в глинах, при определенных условиях относительная роль молекулярной диффузии в процессах массопереноса вещества через глины может существенно возрасти и даже оказаться преобладающей.

Согласно В.Н. Николаевскому и др., при преобладании молекулярной диффузии над конвективным переносом, при молекулярной диффузии, равной конвективному переносу, и при преобладании конвективного переноса над молекулярной диффузией, критериями являются следующие соотношения:

$$\frac{v^2 k}{D_M^2 n_0} \ll 1, \quad \frac{v^2 k}{D_M^2 n_0} \approx 1 \quad \text{и} \quad \frac{v^2 k}{D_M^2 n_0} > 1,$$

где D_M — коэффициент молекулярной диффузии в глинах. Эти соотношения получены из критерия Пекле ($Pe = V/D_M$), в котором в качестве масштаба / принята величина $\sqrt{\frac{k}{n_0}}$.

В настоящее время вопросы, связанные с изучением диффузии вещества в водонасыщенных пористых средах, в том числе глинах, исследованы далеко недостаточно. Вопросы влияния связанной воды и осмотических явлений на процессы диффузии в глинистых породах рассматривались З.М. Товбиной, И.А. Бриллинг, А.Е. Орадовской и Н.П. Затенацкой. Количественная оценка миграционных параметров и отдельные теоретические разработки в изучении данного процесса отражены в работах В.А. Приклонского, Н.Н. Веригина, И.М. Горьковой, С.И. Смирнова, а также Д. Тейлора, А. Шейдеггера и др.

Предполагается, что существует ряд факторов, замедляющих диффузию растворенных веществ в породе: механическая блокировка диффузионного потока твердым скелетом, сорбция, ионный обмен, удлинение пути диффузии вследствие извилистости поровых каналов и ряд других. Многие исследователи склонны считать аномальные свойства связанной воды фактором, также замедляющим диффузию вещества в горной породе. Так, С.И. Смирнов считает, что коэффициент диффузии в связанной воде на 50—100% ниже, чем в свободном объеме.

Одним из основных факторов, контролирующих процесс молекулярной диффузии в глинах и глинистых породах, являются физические условия среды и, в частности, температура. Поскольку в настоящей работе температурный фактор был специально рассмотрен и установлено его значительное влияние на проницаемость глинистых пород, представляется целесообразным более подробно остановиться на вопросе влияния температуры на процесс молекулярной диффузии.

Влияние температуры на коэффициент молекулярной диффузии освещалось в ряде работ отечественных и зарубежных исследователей. Анализ фактического материала по данному вопросу показывает, что влияние температуры на величину D_M в различных телах и средах неодинаково. Так, при увеличении температуры до 100°C коэффициент диффузии в водных растворах может увеличиваться самое большее в несколько раз. Например, коэффициент молекулярной диффузии Cl^- в водном растворе с ростом температуры от 0 до 100°C увеличивается примерно в 7 раз. Более значительное влияние на его величину оказывает температура в твердых телах, где ее увеличение до 100°C вызывает возрастание коэффициента в 10 раз и более (по данным С.И. Смирнова).

Как уже отмечалось, в глинах и глинистых породах рост температуры вызывает разрушение связанной воды, что создает новые условия для диффузии растворенных в поровой жидкости веществ. При этом характер изменения параметров диффузии в дисперсных грунтах под влиянием температуры будет отличаться от диффузии в свободном объеме. Это подтверждают исследования З.И. Товбиной. Процесс диффузии автором изучался в силикагелях со средним радиусом пор $2,4$ нм. Было отмечено, что характер изменения коэффициента молекулярной диффузии в различных областях температур неодинаков: наиболее интенсивный рост величины D_M отмечается в области температур более 60°C .

С этими данными согласуются и результаты исследований Л.И. Кульчицкого. Автором установлено, что при увеличении температуры от 10 до 80°C коэффициент диффузии хлористого натрия (концентрации 5 г/л) увеличивается от $0,23 \cdot 10^{-6}$ до $3,0 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^2/\text{с}$, причем наиболее резко он возрастает при температуре свыше 60°C . Предполагается, что диапазон изменения коэффициента диффузии в глинах при различных температурах будет тем шире, чем меньше в них радиус микрокапилляров. С учетом того, что удельная поверхность и объем связанной воды в монтмориллонитовых глинах больше, чем у каолиновых и гидрослюдистых, то, по-видимому, температурная зависимость $D_M = f(T)$ более резко выражена для первого типа глин. Кроме того, эта зависимость будет возрастать по мере уплотнения глин. И, наконец, можно также предположить, что зависимость $D_M = f(T)$ будет тем более резко выражена, чем меньше концентрация диффундирующего вещества (электролита), поскольку электролиты оказывают разрушающее действие на граничные фазы.

Экспериментальные данные З.М. Товбиной и Л.И. Кульчицкого представляют большой интерес в том отношении, что выявленный ими харак-

тер изменения зависимости $D_M = f(T)$ аналогичен зависимости изменения коэффициента проницаемости глин под влиянием температур. Очевидно, причины резкого изменения интенсивности роста фильтрационного и диффузионного параметра в области температуры $\sim 60^\circ \text{C}$ имеют одинаковую природу, обусловленную резким разрушением структуры связанной воды в этих диапазонах температур.

Процесс диффузии в породе может быть сведен к следующим трем принципиальным моделям молекулярного массопереноса.

1. Диффузия вещества в слой ограниченной мощности h с непроницаемой границей на кровле — модель А.

2. Диффузия вещества в слой неограниченной мощности — модель Б.

3. Диффузия вещества через слой ограниченной мощности, разделяющей два водоносных горизонта — модель В.

В общем случае процесс молекулярной диффузии описывается дифференциальным уравнением с частными производными второго порядка и переменными (выражение 2-го закона Фика). Для получения решений к выбранным геологическим моделям достаточно ограничиться рассмотрением одномерного диффузионного потока, дифференциальное уравнение которого имеет вид:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_M \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \quad (21)$$

Начальные условия для всех трех выбранных моделей зададим как $c(x, 0) = C_n = 0$, т. е. в начальный момент времени концентрация жидкости, насыщающей породу, равна 0; концентрация вещества в источнике засоления — c_1 в слое жидкости над пластом (модель В) — c_2 .

В качестве граничного условия на нижней границе для всех трех моделей концентрацию условно принимаем постоянной $c = (0, t) = c_1 = \text{const}$.

Для моделей А и В необходимо также определить второе граничное условие. Модель А имеет непроницаемую кровлю и граничное условие случая можно выразить так:

$$\frac{\partial c}{\partial x}(h, t) = 0.$$

На модели В концентрацию жидкости над пластом будем считать постоянной, т. е.: $c(h, t) = c_2 = \text{const}$ (в частном случае можно считать $c_2 = 0$).

Таким образом, начальные и граничные условия для рассматриваемых моделей следующие:

модель А — $c(0, t) = c_1$, $\frac{\partial c}{\partial x}(h, t) = 0$, $c(x, 0)_{x \leq h} = c_n = 0$;

модель Б — $c(0, t) = c_1$, $c(x, 0) = c_n = 0$;

модель В — $c(0, t) = c_1$, $c(h, t) = c_2$, $c(x, 0)_{x \leq h} = c_n = 0$.

При заданных начальных и граничных условиях решением уравнения (21) для моделей А, Б и В будут зависимости (по В.Г. Левич):

$$\text{модель А} - c(x, t) = c_1 - \frac{4c_1}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)} \cos \frac{(2n+1)\pi \cdot (h-x)}{2h} \times \\ \times \exp\left[-\frac{(2n+1)^2 \pi^2 D_M t}{4h^2}\right]; \quad (22)$$

$$\text{модель Б} - c(x, t) = c_1 \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{D_M t}}\right); \quad (23)$$

$$\text{модель В} - c(x, t) = c_1 - \frac{c_1}{h} x - \frac{2c_1}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n} \sin \frac{\pi n x}{h} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 D_M t}{h^2}\right). \quad (24)$$

Величина $D_M t/h^2$ (критерии Фурье), входящая в показатель экспоненциальной функции в формулах (22) и (24), характеризует безмерное время. Согласно А.В. Лыкову, уравнения (22) и (24) удобно использовать при больших значениях критерия Фурье ($> 0,08$). В этом случае можно ограничиться малым числом членов ряда.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Существующие методы экспериментального исследования процесса молекулярной диффузии сводятся или к определению концентрации вещества на выходе образца, или к определению (методом водных вытяжек) распределения диффундирующего вещества по разрезу на конечный, определенный условиями опыта, момент времени. Эти методы не позволяют проследить динамику процесса молекулярной диффузии, поскольку, в одном случае, не изучается характер распределения вещества по разрезу (высоте образца), а в другом — необходимость поинтервального отбора проб не позволяет исследовать развитие этого процесса во времени. Кроме того, остается также неясным (с точки зрения опытно-экспериментальных исследований) влияние граничных условий на динамику процесса молекулярно-диффузионного массопереноса. В связи с этим при проработке настоящего вопроса, во-первых, был применен принципиально иной метод исследования процесса — электрический способ регистрации диффузии вещества, позволяющий, не нарушая целостности образца и динамики потока, проводить непрерывные наблюдения за распределением диффундирующей соли по разрезу; во-вторых, процесс молекулярной диффузии изучался на физических приборах — аналогах геологических моделей А, Б и В.

При разработке конструкций физических моделей и способа реализации электрического метода измерений принималось во внимание следующее обстоятельство. Известно, что различные породы обладают неодинаковыми электропроводными свойствами. Электропроводность глинистых пород во много раз больше, чем у песчаных, что объясняется различной природой носителей тока в глинах и песках. Появление электрического тока в водонасыщенном песке обусловлено наличием электролита в поровой жидкости, и с достаточной степенью точности по изменению электрических свойств песчаного образца можно говорить и об изменении свойств жидкости, насыщающей образец. В предварительных экспериментах было

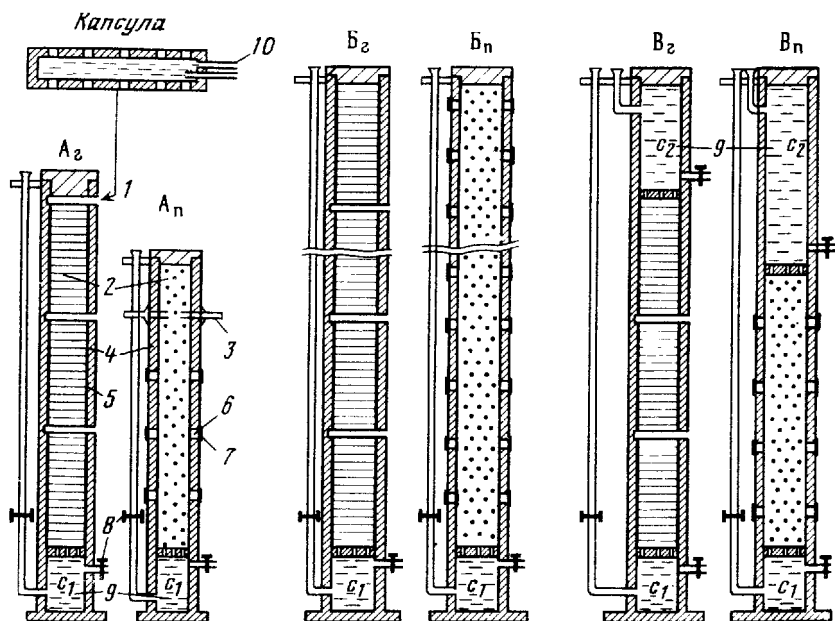


Рис. 36. Схемы приборов для изучения процессов молекулярной диффузии.

Модели: Ап, Бп, Вп — для песков, Аг, Бг, Вг — для глин; 1 — капсула; 2 — образец (порода); 3 — электрод; 4 — колонна; 5 — изоляционный слой; 6 — гнезда; 7 — клапан; 8 — входной и выходной сливные краны; 9 — камеры источников засоления; 10 — сливные трубки

установлено, что сопротивления раствора в свободном объеме и песчаного образца, насыщенного этим же раствором, близки по абсолютным значениям. Следовательно, измерение электрических параметров поровой жидкости можно осуществлять прямыми замерами электропроводности (сопротивления) самого образца.

Гораздо сложнее обстоит дело с глинистыми породами. Сами глины являются сравнительно хорошим проводником тока, а диапазон электрического сопротивления пород при измерении минерализации поровой жидкости очень мал. Это потребовало поисков такого способа замеров, который позволял бы вести исследования в условиях широкого диапазона изменения электрических сопротивлений, что необходимо для повышения точности экспериментальных исследований.

Схемы приборов (моделей) для изучения процесса диффузии в песках и глинах представлены на рис. 36. В техническом плане приборы представляют собой вертикальные колонны различной высоты, заправляемые исследуемым образцом; в основании колонн и нижней границы на входе образца оборудована камера, содержащая контрольный раствор концентрации c_1 — источник засоления. На модели В (аналог ограниченного пласта с различной концентрацией жидкости у нижней и верхней границы) подобная камера оборудована и над образцом. Заправка камер контрольным

раствором и его смена осуществлялись регулировкой входного и выходного водосливных кранов. На боковой поверхности приборов имеются гнезда, прикрываемые клапанами, куда в момент снятия замеров устанавливаются токосъемные электроды 3 (гнезда располагаются по высоте колонны через каждые 2 см). В приборах, предназначенных для изучения процесса диффузии в песках и песчано-глинистых разностях засоленность породы определялась путем замера электрического сопротивления непосредственно самих образцов. В качестве измерительного устройства применялся высокочастотный кондуктометр ММЗЧ-04 (частота генерируемого тока, подаваемого на измерительный мост — $1150 \text{ Гц} \pm 10\%$).

В глинах, в силу рассмотренных выше причин, исследование молекулярной диффузии методом замера электрического сопротивления породы оказывается малоэффективным. В связи с этим на приборах, предназначенных для изучения процесса диффузии в глинах, были применены специальные устройства — капсулы, позволяющие определять содержание соли в поровом растворе не по сопротивлению образца, а непосредственно по электропроводным свойствам самого раствора. Капсулы устанавливались через равные интервалы (4 см) в боковые окна приборов и направлялись (перед заправкой контрольного раствора) жидкостью, имеющей близкую к поровому раствору концентрацию (электропроводные свойства). По мере диффузионного засоления поровая жидкость периодически отбиралась на кондуктометрические определения через сливные трубки, после чего вновь направлялась в соответствующую капсулу.

Процесс молекулярной диффузии изучался в условиях полного водонасыщения. Насыщение образцов осуществлялось путем создания соответствующего напора на выходе образца (нижняя граница). По окончании насыщения приборы герметически закрывались, и в нижнюю камеру запускался контрольный раствор электролита (в данном случае раствор NaCl). В опытах с глинами с целью исключения пристеночных эффектов пространство между образцом и внутренней поверхностью прибора заполнялось изоляционным слоем.

При изучении процесса диффузии в песках проводились систематические наблюдения за изменением электрического сопротивления образца в его фиксированных точках; в образцах глинистых пород процесс диффузии контролировался по изменению сопротивления жидкости в капсулах (аналогу порового раствора). В последнем случае применялись платиновые датчики типа УК-02/1. В начальный период времени в момент запуска в нижнюю камеру контрольного раствора замеры сопротивления снимались не реже 2–3 раз в сутки, в дальнейшем частота снятия замеров сокращалась до 1 раза в сутки.

Поскольку в процессе ведения опытных работ определялись электрические параметры образца (порового раствора), для их перевода в форму концентраций предварительно были получены эталонные зависимости сопротивления R от концентрации жидкости.

Настоящие исследования проводились на кварцевом песке (объемная масса $1,66 \text{ г/см}^3$, пористость 0,4, коэффициент фильтрации 20 м/сут) и шоколадных глинах (пористость 0,45, коэффициент фильтрации 10^{-3} —

10^{-5} м/сут), отобранных на одном из участков левобережного Заволжья. На песчаных образцах было выполнено 3 опыта, глинах — 2. В качестве контрольного раствора использовался раствор соли NaCl концентрации 5 г/л для опытов на песках и 10 г/л — на глинах. Во всех случаях концентрация раствора на входе образца поддерживалась постоянной (раствор постоянно обновлялся), в опытах на моделях В в камере над образцом (верхняя граница) также соблюдалось условие постоянства концентрации, причем концентрации жидкости "кровли" составили для песка $c_2 = c_n = 0$, для глин $c_2 = c_n$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Диффузия NaCl в песках. Результаты этих исследований, представленные в виде изменения электрических сопротивлений и распределения диффундирующей соли по высоте модели на различные периоды времени, показаны на рис. 37.

На графиках $R = f(t)$ каждая из изображенных кривых показывает изменение электрического сопротивления образца во времени и его фиксированных точек, удаленных на расстояние 2, 4, 6 см и т.д. На моделях А и В (опыты 1, 3) наблюдения проводились в 4-х точках, на модели Б (опыт 2) — в 12 (на рисунке представлены только 7 точек, крайняя из которых расположена на высоте 14 см). Для большей наглядности и удобства чтения в опытах 1,3 масштаб оси сопротивления R на время $t = 9$ сут увеличен в 5 раз (неразрывность оси t при этом сохраняется). Величина R_{ϕ} отвечает фоновому сопротивлению образца, т.е. сопротивлению образца до начала его засоления.

Время начала спада сопротивления у каждого электрода (точки замера), т.е. фактический момент времени подхода электролита к точке на расстоянии l , дано в табл. 22. Поскольку на расстоянии $l < 10$ см граничное условие не оказывает влияния на динамику процесса, средние значения t даны для точек 2, 4, 6 и 8 см.

Таблица 22

Результаты определения времени подхода фронта диффузии к точке

| Номер опыта (модель) | Время подхода t (сут) фронта диффузии к точке на расстоянии l (см) | | | | | | |
|----------------------|------------------------------------------------------------------------|-----|------|------|----|------|----|
| | 2 | 4 | 6 | 8 | 10 | 12 | 14 |
| <i>В песках</i> | | | | | | | |
| 1 (А) | 0,4 | 1 | 2,25 | 4,75 | — | — | — |
| 2 (Б) | 0,4 | 1,5 | 3,5 | 6 | 9 | 13 | 18 |
| 3 (В) | 0,5 | 1,5 | 3 | 5 | — | — | — |
| Среднее | 0,43 | 1,3 | 2,9 | 5,2 | — | — | — |
| <i>В глинах</i> | | | | | | | |
| 4 (А) | — | 2,8 | — | 6,7 | — | 12,5 | — |
| 5 (В) | — | 3,0 | — | 7,5 | — | — | — |

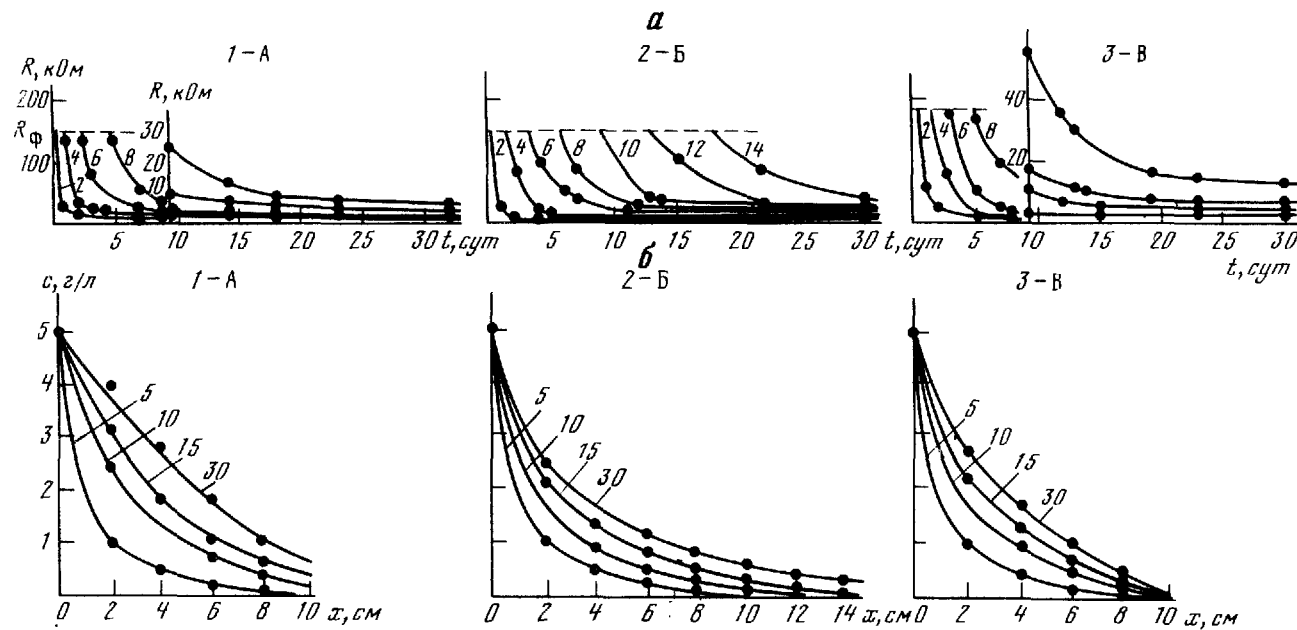


Рис. 37. Изменение электрических сопротивлений R песчаных образцов по мере диффузионного засоления (а) и распределение концентрации c диффундирующей соли по высоте модели на различные периоды времени (б).

1, 2, 3 — номера опытов; А, Б, В — модели. Цифрами на рисунках даны: а — расстояние от точки засоления (в см), б — время подхода фронта диффузии к точкам (в сут)

Как видно из табл. 22, разность во времени начала падения сопротивления по мере удаления от солевого экрана возрастает. Так, в опыте 2 интервалы времени прохода фронта диффузии между электродами 0—1, 1—2, 2—3 и т.д. составляют $\Delta t = 0,4; 1,1; 2,0; 2,5; 3; 4; 5$ сут. Это указывает на то, что скорость диффузии по мере удаления фронта от солевого экрана убывает.

Обращает на себя внимание характер изменения сопротивлений. На расстоянии $l = 2$ см зависимость $R = f(t)$ меняется очень резко: в течение 1 сут сопротивление по данному электроду уменьшается в 20—25 раз, т.е. более чем на 90 % по отношению к $R_{\text{ф}}$. В дальнейшем кривая выполаживается. Изменение же сопротивления образца в точках, отстоящих от солевого экрана на большем расстоянии, носит более спокойный характер. Так, в точке, отстоящей на расстоянии $l = 12$ см (опыт 2), за 4 сут сопротивление уменьшается только в 2 раза.

Качественная сторона процесса и его динамика в зависимости от граничных условий достаточно наглядно иллюстрируются графиками $c = f(x)$, полученными путем соответствующих преобразований по эталонным зависимостям рассмотренных функций $R = f(t)$. Опытные кривые показывают распределение концентрации диффундирующей соли по высоте образца (ось x) на различные периоды времени t . Построение линий выполнялось по точкам на расстоянии $l = 2, 4, 6$ см и т. д. (см. рис. 37, б)

Рассмотрим зависимость $c = f(x)$ на время $t = 5$ сут. Во всех трех опытах характер этой зависимости абсолютно одинаков. По истечении 5 сут в точках $l = 2$ и 4 см устанавливаются концентрации соответственно 1 и 0,5 г/л. На участке кривой $x = 1,5 - 2$ см наблюдается резкая смена градиента концентрации. За 5 сут диффундирующее вещество удалилось от солевого экрана на расстояние $x = 8$ см. В это время процесс протекал без влияния граничных условий.

На время 10 сут зависимость $c = f(x)$ выполаживается. За истекшее время увеличилась степень засоленности породы, при этом наиболее интенсивный рост концентрации наблюдается в интервале 1—4 см. В опытах 2, 3 содержание соли в этой зоне увеличивается на 0,7—0,8 г/л. Фронт диффузии в опыте 2 продвинулся на 11 см, в опыте 1 на непроницаемой границе концентрация диффундирующей соли нарастает.

В последующее время характер процесса диффузии носит следы явного влияния граничных условий. Так, на модели А (см. рис. 37, б) через 30 сут на расстоянии 5 см устанавливается концентрация $c = 2,25$ г/л, а в опытах 2 и 3 на тот же момент времени в той же точке — $c = 1,3$ г/л.

В каждом опыте можно отметить и направленность процесса. В случае, когда пласт имеет непроницаемую кровлю (опыт 1), диффузия вещества ведет к установлению во всей системе концентрации, равной концентрации на входе образца. Это означает, что график зависимости $c = f(x)$ на определенный период времени будет параллелен оси x и процесс диффузии прекратится. В случае неограниченного пласта (опыт 2) процесс диффузии будет продолжаться неограниченно долгое время. И, наконец, когда на кровле пласта (опыт 3) поддерживается постоян-

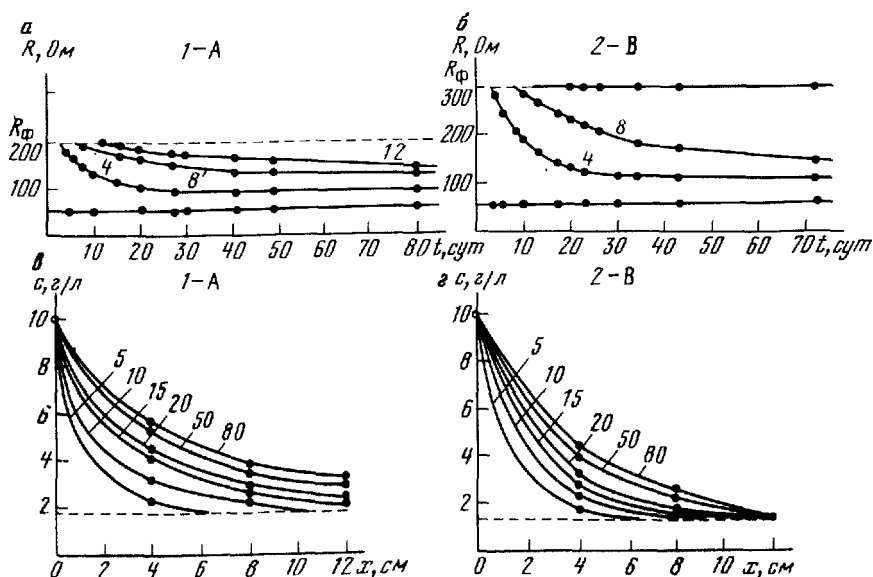


Рис. 38. Изменение электрических сопротивлений R глинистых образцов по мере их диффузионного засоления (а, б) и распределение концентрации с диффундирующей соли по высоте модели на различные периоды времени (t , z).

1, 2 — номера опытов; А, В — модели. Цифрами на рисунках даны: а, б — расстояние от точки засоления (в см), t , z — время подхода фронта диффузии к точкам (в сут)

ная нулевая концентрация, через определенный период времени установится стационарный режим диффузии, при этом распределение концентрации вещества по мощности слоя будет описываться уравнением прямой линии. В целом же отмеченные закономерности протекания процесса на рассмотренных моделях непосредственно следуют и из соответствующих уравнений.

Диффузия NaCl в глинах. Ввиду значительной сложности изготовления образцов большой высоты в настоящих исследованиях моделировались лишь пласти ограниченной мощности. Результаты выполненных исследований представлены на рис. 38.

На графиках $R = f(t)$ линии, соответствующие сопротивлениям $R = 550$ м (опыт 1) и $R = 55$ и 300 Ом (опыт 2), характеризуют сопротивления контрольного раствора и раствора у верхней границы пласта на модели В. Постоянные значения этих сопротивлений указывают на то, что в процессе ведения опытов у подошвы (опыт 1) и у подошвы и кровли слоя (опыт 2) концентрация жидкости поддерживалась постоянной: $c = 10$ г/л (контрольный раствор), $c_2 = c_n = 1,3$ г/л (опыт 2). Ввиду различной степени природной зосоленности глин (исходной концентрации порового раствора) образцы имели различное сопротивление фона (200 и 300 Ом).

При анализе графических зависимостей $R = f(t)$ отмечается тот же

характер изменения сопротивления, что наблюдался в предыдущих опытах. Наиболее резко электрическое сопротивление раствора меняется у ближайшего к солевому экрану электрода, а для более удаленных точек изменение R носит спокойный характер. Время подхода диффундирующей соли к равноудаленным от солевого экрана точкам в глинах несколько ниже (см. табл. 22), чем в песках (и это при заведомо большей концентрации контрольного раствора, т. е. 10 г/л по сравнению с 5 г/л в опытах с песками). Однако к точке $l \approx 12$ см как в глинах, так и в песках раствор поступает примерно через равные периоды времени. Например, в опыте 2 оно составляло $t = 13$ сут, опыте 4 — 12 и 5 сут.

На рис. 38, а, б графики распределения концентрации соли по высоте образца $c = f(x)$ сохраняют закономерности, выявленные в опытах (1, 3) с песками (см. рис. 37, б). Не останавливаясь подробно на анализе этих зависимостей, отметим лишь существенное влияние на динамику процесса диффузии граничных условий у кровли пласта (непроницаемая граница — опыт 1 и граница с постоянной концентрацией $c_2 - c_n = \text{const}$ — опыт 2). Так в опыте 4 на 80 сут на расстоянии 4 см концентрация порового раствора увеличилась на 4,6 г/л, а в опыте 2 в той же точке — лишь на 3,5 г/л. Причем в последнем случае (опыт 2) имеет место более низкое фоновое содержание соли в образце, что должно было повысить интенсивность процесса молекулярной диффузии, так как градиент концентрации здесь более высокий.

О влиянии граничных условий на динамику процесса молекулярной диффузии и различных масштабах этого процесса в песках и глинах можно судить по данным сводной табл. 23, где представлены значения относительных концентраций с порового раствора в фиксированных точках l_j образца на различные периоды времени (для песка $c_n = c_j / c_1$, для глины $c_r = c_j - c_n / (c_1 - c_n)$, здесь c_j — концентрация в точке l_j на время t_j).

Из табл. 23 видно, что в песках процесс молекулярной диффузии протекает более интенсивно, чем в глинах. В среднем относительные концентрации порового раствора в песках в 1,5 — 2 раза выше, чем в глинах. Можно также видеть, что в ограниченном пласте с непроницаемой кровлей на границе (модель А) за 30 сут относительная концентрация, например в точке 8 см в песках возрастает до 0,2, а в ограниченном пласте с концентрацией на кровле $c_2 = 0$ только до 0,1. Аналогичный характер влияния граничного условия на засоление образца отмечается и в глинах (см. табл. 23). Вместе с тем следует подчеркнуть, что на моделях Б и В в равноудаленных точках на равные периоды времени устанавливаются примерно равные значения относительных концентраций для песка.

С использованием выше приведенных зависимостей (22), (23) и (24), описывающих процесс молекулярной диффузии при заданных граничных условиях, по результатам опытных исследований были вычислены значения коэффициентов молекулярной диффузии.

Таким образом, обобщая в целом результаты выполненных исследова-

Таблица 23

Значения относительных концентраций c порового раствора в различных точках на разные периоды времени t

| Расстояние от источника засоления, см | t , сут | Модель А | | | Модель Б | Модель В | | | $\bar{c}_n^A / \bar{c}_n^B$ | $\bar{c}_r^A / \bar{c}_r^B$ |
|---------------------------------------|-----------|-------------|-------------|-------------------------|----------|-------------|-------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| | | \bar{c}_n | \bar{c}_r | \bar{c}_n / \bar{c}_r | | \bar{c}_n | \bar{c}_r | \bar{c}_n / \bar{c}_r | | |
| 2 | 5 | 0,2 | 0,17 | 1,2 | 0,12 | 0,2 | 1,14 | 1,4 | 1 | 1,2 |
| | 10 | 0,5 | 0,35 | 1,4 | 0,35 | 0,35 | 0,26 | 1,3 | 1,4 | 1,3 |
| | 15 | 0,64 | 0,48 | 1,3 | 0,42 | 0,45 | 0,38 | 1,2 | 1,4 | 1,3 |
| | 30 | 0,78 | 0,60 | 1,3 | 0,5 | 0,56 | 0,51 | 1,1 | 1,4 | 1,2 |
| | 80 | — | 0,68 | — | — | — | 0,56 | — | — | 1,2 |
| 4 | 5 | 0,1 | 0,02 | — | 0,1 | 0,1 | 0,02 | — | 1 | 1 |
| | 10 | 0,25 | 0,14 | 1,8 | 0,18 | 0,19 | 0,09 | 2,1 | 1,3 | 1,6 |
| | 15 | 0,37 | 0,25 | 1,5 | 0,26 | 0,27 | 0,17 | 1,6 | 1,4 | 1,5 |
| | 30 | 0,55 | 0,35 | 1,6 | 0,32 | 0,36 | 0,28 | 1,4 | 1,5 | 1,3 |
| | 80 | — | 0,44 | — | — | — | 0,34 | — | — | 1,3 |
| 6 | 5 | 0,03 | 0 | — | 0,03 | 0,03 | 0 | — | 1 | — |
| | 10 | 0,14 | 0,07 | 2 | 0,09 | 0,09 | 0,04 | 2,5 | 1,6 | 1,7 |
| | 15 | 0,20 | 0,12 | 1,7 | 0,15 | 0,15 | 0,06 | 2,5 | 1,3 | 2 |
| | 30 | 0,37 | 0,21 | 1,8 | 0,22 | 0,21 | 0,14 | 1,5 | 1,8 | 1,5 |
| | 80 | — | 0,30 | — | — | — | 0,22 | — | — | 1,4 |
| 8 | 5 | 0,005 | 0 | — | 0 | 0,005 | 0 | — | 1 | — |
| | 10 | 0,06 | 0,03 | 2 | 0,03 | 0,03 | 0,015 | 2 | 2 | 4 |

[illegible]

ний, отметим следующее. Динамика процесса молекулярной диффузии определяется граничными условиями. Наиболее интенсивно процесс протекает в пласте ограниченной мощности с непроницаемой верхней границей: на установленный условиями эксперимента конечный период времени (30 сут — опыты с песками и 80 сут — с глинами) в равноудаленных от источника засоления точках относительная концентрация соли в 1,5 раза превышает эти значения для пласта неограниченной мощности и пласта ограниченной мощности с постоянной концентрацией у кровли.

Интенсивность процесса молекулярной диффузии в песках в 1,7 — 2,0 раза выше, чем в глинах. Пески и глины характеризуются значениями коэффициентов молекулярной диффузии (по электролиту) соответственно $0,5 \cdot 10^{-4}$ и $0,25 \cdot 10^{-4}$ м²/сут. Принимая во внимание условия проведения экспериментов (полное водонасыщение образцов), можно отметить, что полученные данные в целом согласуются (имеют близкий порядок) с известными определениями этих параметров другими исследователями.

ОЦЕНКА ДИФфуЗИОННОГО ПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА ЧЕРЕЗ ГЛИНИСТЫЕ ТОЛЩИ

Оценку масштабов молекулярно-диффузионных процессов в общем балансе переноса вещества через слабопроницаемые толщи выполним для условий миграции загрязняющих веществ с поверхностного водоема — хранилища сточных вод в горизонт грунтовых вод, перекрываемый достаточно выдержанным однородным слоем "шоколадных" глин. Для целей расчета используем соответствующие опытные значения параметров диффузии и фильтрации, полученные выше.

Рассматриваемый объект — технический водоем, является накопителем сточных вод, содержащих вещества в количествах, значительно превышающих предельно допустимые концентрации. Глубина водоема (или соответствующий напор над кровлей залегающих в ложе глинистых образований) составляет 4 м. По данным предварительных изысканий, разрез представлен суглинками (Q_{IV}) мощностью 1 — 2 м, плотными "шоколадными" глинами ($Q_{III} h\nu_1$) мощностью 5 — 10 м и песками и опесчаненными суглинками ($Q_{II} hz$) мощностью 10 м и более. По данным лабораторных определений коэффициенты фильтрации "шоколадных" глин составляют $10^{-5} - 10^{-4}$ м/сут. Залегающие выше покровные суглинки, представляющие собой выветрелые разности "шоколадных" глин, характеризуются $k = 10^{-3} - 10^{-2}$ м/сут (данные полевых определений). Учитывая их малую мощность для всей толщи, условно можно принять $k = 10^{-4}$ м/сут. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к песчаной толще и залегает на глубине 16 — 20 м. Воды пресные безнапорные. Анализ фактического материала по фильтрационным свойствам глинистых отложений, залегающих в ложе водоема, позволяет предположить, что загрязнение грунтовых вод на участке может происходить двумя путями: в результате молекулярной диффузии и конвективного перетекания стоков.

При оценке масштабов загрязнения по механизму молекулярной диффузии не учитывались сорбционные, ионно-обменные и другие процессы. В качестве исходных данных приняты: коэффициент молекулярной диффузии $D_M = 0,25 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{сут}$, расчетное время (срок эксплуатации водоема) $t = 25 \text{ лет}$ (9125 сут) и $t = 50 \text{ лет}$ (18250 сут).

Для оценочного расчета глубины проникновения x загрязняющих веществ в толщу "шоколадных" глин была использована зависимость:

$$\bar{c} = \frac{c_d - c_n}{c_1 - c_n} = \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{D_M t}}, \quad (25)$$

где c_d — предельно допустимая концентрация загрязняющего вещества в воде; c_1 — исходная концентрация этого вещества в стоках (на поверхности); c_n — минерализация поровой жидкости.

Зависимость (25) позволяет определить границу фронта диффузии, где концентрация диффундирующего вещества (загрязнителя) превышает его ПДК. Для нахождения положения этой границы зададимся исходными значениями концентраций c_d , c_1 , c_n . Сточные воды содержат высоко токсические вещества в количестве $c_1 = 30 - 50 \text{ мг/л}$. Действующие санитарные нормы определяют предельно допустимую концентрацию основного загрязняющего компонента этих стоков в объеме $c_d = 0,005 \text{ мг/л}$. Поскольку в поровых водах глин в естественных условиях данный компонент отсутствует, принимается условие $c_n = 0$. С учетом этого зависимость (25) может быть представлена в виде:

$$\operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{D_M t}} = \frac{0,005}{50} = 0,001.$$

Из таблицы функций $\operatorname{erfc} z$, ($z = x / (2\sqrt{D_M t})$) по найденному значению c определяем величину z . Минимальное табулированное значение $\operatorname{erfc} z$ составляет 0,00042, чему соответствует $z = 2,5$. Принимая это во внимание, запишем:

$$z = \frac{x}{2\sqrt{D_M t}} = 2,5$$

$$\text{или } x = 5\sqrt{D_M t}.$$

Отсюда находим, что на время 25 и 50 лет глубина проникновения фронта диффузии составит $x = 2,4 \text{ м}$ и $x = 3,3 \text{ м}$. Эти глубины значительно меньше общей мощности глинистой толщи, что исключает возможность загрязнения подземных вод продуктами стоков в результате процесса молекулярной диффузии.

Для расчета глубины проникновения загрязняющих веществ сточных вод в глинистую толщу в результате конвективного переноса принимаем следующую предпосылку: фильтрация одномерная, вертикальная, режим фильтрации стационарный, градиент потока одинаковый по всей площади. Для расчета используем следующую зависимость (по В.М. Шестакову):

$$\bar{c} = 0,5 \operatorname{erfc} \frac{n_0 x - v t}{2 \sqrt{n_0 D_L}} \quad (26)$$

где D_L — коэффициент конвективной диффузии. Параметр конвективной диффузии (или суммарный коэффициент дисперсии) учитывает процессы молекулярной диффузии и гидродисперсии и определяется как: $D_L = D_m + \delta v$, где δ — коэффициент, зависящий от вида грунта и направления потока.

Для определения x зададимся следующими исходными данными: $v = 10^{-4}$ м/сут, $D_m = 0,25 \cdot 10^{-4}$ м²/сут, $\delta = 0,1$. Величина эффективной пористости глин не превышает 5–10 % от общей, в связи с чем условно принимаем $n_0 = 0,05$ (общая пористость "шоколадных" глин по данным лабораторных определений составляет $n_0 = 0,45$).

В соответствии с ранее принятым, границей фронта диффузии будем считать зону с концентрацией $c = c_d = 0,005$ мг/л или $c = 0,0001$. С учетом этого уравнение (26) запишется как:

$$\operatorname{erfc} \frac{n_0 x - v t}{2 \sqrt{n_0 D_L}} = 0,0002.$$

Произведя аналогичные предыдущему расчету несложные преобразования получим:

$$x = \frac{5 \sqrt{n_0 D_L t + v t}}{n_0} \quad (27)$$

Подставляя исходные данные в формулу (27), находим положение границы фронта конвективной диффузии по ПДК основного загрязнителя. Расчет показывает, что за 15 лет загрязняющие вещества проникнут в глинистую толщу на глубину 20 м, т.е. стоки достигнут уровня грунтовых вод, залегающих на глубине 18–22 м от поверхности. В рассматриваемом примере преобладающим фактором переноса вещества через глинистую толщу является процесс конвективной диффузии.

Сопоставительный анализ масштабов конвективной и молекулярной диффузии в общем балансе переноса вещества через разделяющие глинистые толщи показывает преобладающую роль конвективных процессов. Однако с учетом того обстоятельства, что глинистые отложения часто обладают и более низкими по сравнению с рассмотренным случаем фильтрационными свойствами, относительная роль молекулярной диффузии в процессах массопереноса вещества через глины (при их незначительной мощности) может существенно возрасти и даже оказаться преобладающей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наличие и состояние связанной воды в глинах, обусловленное особенностями их кристаллической структуры, оказывает решающее значение на проницаемость глин и ее изменение.

Из трех основных групп глинистых минералов (монтмориллониты, гидрослюда, каолиниты) наибольшие изменения проницаемости отмечаются у монтмориллонитовых глин. Это вызвано большой подвижностью кристаллической решетки, значительной емкостью поглощения и, вследствие этого, наибольшим количеством связанной воды. Чем больше связанной воды в глинах, тем ниже их фильтрационные свойства и тем больше интервал их изменения. По этой причине из трех типов глин наихудшая проницаемость у монтмориллонита.

Из катионов особенно активно связывающими воду являются катионы Na. Поэтому Na-монтмориллонитовые глины характеризуются самыми низкими фильтрационными свойствами.

С ростом минерализации раствора проницаемость глин возрастает; максимальный рост проницаемости отмечается в интервале минерализаций раствора 5 — 20 г/л. С дальнейшим ее увеличением рост проницаемости затухает и кривая выполаживается, приближаясь к горизонтальной асимптоте. Проницаемость глины по отношению к пресной воде значительно ниже, чем по отношению к концентрированным растворам. Это различие проницаемостей зависит от минерального типа глин, состава поглощенных катионов и состава фильтрующей жидкости. Оно наибольшее в Na-монтмориллонитовых глинах, где проницаемости могут различаться в несколько раз и даже на порядок; в каолиновых глинах проницаемости различаются в среднем в 1,5 — 2 раза. Причина роста проницаемости под воздействием минерализации раствора заключается в уменьшении толщи слоя связанной воды и увеличения, вследствие этого, порового пространства, доступного для движения жидкости.

С ростом температуры проницаемость глин также возрастает, причем более резко, чем под влиянием минерализации фильтрующегося раствора. Увеличение проницаемости происходит особенно интенсивно с температур 40 — 60 °С и продолжается до 80 — 90 °С. С дальнейшим ростом температуры кривая проницаемости выполаживается и стремится к своему максимальному значению при данных геостатических давлениях.

Рост проницаемости с увеличением температуры объясняется усилением теплового движения молекул, уменьшением связи жидкости с твердыми поверхностями частиц и перехода жидкости в свободное состояние. Происходит разрушение слоя связанной воды и увеличение свободного порового пространства. Усиление роста проницаемости с интервала температур 40 — 60 °С обусловлено тем, что в этом интервале происходит интенсивное разрушение рыхлосвязанной воды. Рыхлосвязанная вода неоднородна по уровню энергетической связи с твердыми поверхностями частиц; чем ближе к поверхности, тем эта связь сильнее. Поэ-

тому рыхлосвязанная вода (и часть прочносвязанной, наиболее удаленной от поверхности) разрушается постепенно, по мере роста температуры, но наиболее интенсивно это разрушение начинается с температур $50 - 60^{\circ}\text{C}$.

Тенденции к выполаживанию кривой проницаемости после интервала $90 - 100^{\circ}\text{C}$ могут быть объяснены тем, что в интервале температур $100 - 110^{\circ}\text{C}$ вся рыхлосвязанная вода (и даже большая часть прочносвязанной воды) разрушается и становится свободной (объемной) жидкостью. Поэтому проницаемость глин в интервале температур $100 - 110^{\circ}\text{C}$ практически стабильна для данного геостатического давления.

Режим фильтрации в глинах в отличие от хорошо проницаемых пород существенно зависит от величины градиента напора. В области больших градиентов напора (свыше $100 - 150$) отмечаются линейный закон фильтрации и независимость коэффициента проницаемости от величины градиента. В области градиентов напора от 15 до 80 выделяется интервал градиентов (переходный), в пределах которого происходит изменение режима фильтрации с линейного на нелинейный. Переход от линейной фильтрации к нелинейной проявляется в достаточно резком снижении расхода и коэффициента проницаемости, непропорциональном темпу уменьшения градиента напора.

Проведенные нами исследования и полученные результаты имеют важное и принципиальное значение для понимания начального градиента фильтрации в глинах и его проявления в глубоких горизонтах в условиях высоких температур и минерализаций подземных вод.

Наиболее сложным и наименее изученным является вопрос о пористости глин и размерах пор в глинах. Если в песчаных породах пористость формируется за счет пространства между частицами или агрегатами (межчастичная или межагрегатная пористость), то в глинах, наряду с межагрегатной пористостью, существует внутриагрегатная пористость. Под последней понимается пространство между пакетами в кристаллической решетке (межпакетное пространство). Таким образом, в глинах целесообразно с практической точки зрения различать два вида пористости: межагрегатную и внутриагрегатную. Эти два вида пористости имеют разное значение для разных типов глин. В каолинитах, кристаллическая решетка которых является жесткой, а межпакетное расстояние наибольшее (примерно $0,7\text{ нм}$), основной является межагрегатная пористость. В монтмориллонитах с их подвижной решеткой и переменным по величине межпакетным расстоянием, которое в зависимости от степени увлажнения может увеличиваться от $0,9$ до 14 нм , очевидно, будут иметь значения оба вида пористости — межагрегатная и внутриагрегатная.

Размеры межагрегатных пор в глинах составляют от 1 до 100 мкм , преобладают до 5 мкм ; межпакетная (или внутриагрегатная) пористость существенно меньше 1 мкм , преобладают десятые и сотые доли микрона. Свободное поровое пространство глин, доступное для движения жидкости, можно ожидать в порах размером более $1 - 2\text{ мкм}$.

Эти данные совпадают с размерами пор, полученными на основе раст-

ровой электронной микроскопии и которые изменяются от 0,25 до 10 мкм; наиболее часто встречаются размеры пор 0,25 — 2 мкм.

Величины пористости глин, приводимые в литературе, характеризуют общую пористость глин и не отражают действительную (активную) пористость, которая обеспечивает фильтрацию через глины. В глинах, в отличие от песков, общая и активная пористости резко различаются по величине. В глинах активная пористость, по крайней мере, на 1 — 2 порядка меньше общей пористости.

Как активная, так и общая пористость имеют практическое значение в связи с прогнозами миграции вещества через глины: если активная пористость используется для оценки конвективного переноса, то общую пористость следует использовать для оценки диффузионного переноса.

В результате проведенных исследований могут быть сделаны следующие выводы.

1. Коэффициент проницаемости глинистых пород не является постоянной величиной; он может изменяться в зависимости от гидрогеохимических и термодинамических условий, в которых находятся водоносный горизонт и водоупорная толща. Коэффициент проницаемости глин должен определяться по фильтрации раствора, имитирующего поровый и с учетом возможных изменений гидрогеохимических и термодинамических условий водоносной системы вследствие техногенных воздействий. Коэффициент проницаемости глин должен определяться при градиентах напора, соответствующих естественным условиям или измененным техногенным.

2. Глинистый водоупор может проявлять экранирующие свойства в зависимости от гидрохимических условий, температуры и их изменений во времени и в пространстве. Глинистая толща является лучшим водоупором по отношению к пресным и слабо нагретым водам и, наоборот, ее экранирующие свойства снижаются по отношению к высокоминерализованным и нагретым подземным водам.

3. Выявленные закономерности изменения проницаемости глин позволяют по-новому подойти к трактовке гидрогеологической роли глинистых разделяющих слоев на основе совместного учета гидрохимической, геотермической, геостатической и гидродинамической зональностей водоносной системы и выявлению областей с более интенсивным вертикальным водообменом и перетоком подземных вод.

4. Вследствие значительного повышения проницаемости глин под влиянием температуры (50 — 60 °C и более) следует ожидать в глубоких горизонтах увеличения вертикальной составляющей движения подземных вод и изменения соотношения между латеральной и вертикальной миграции в сторону роста последней. По этой же причине, по-видимому, перетекание через глины в условиях глубокого залегания водоносных систем будет в значительной степени носить площадной характер, т.е. будет обусловлено не только трещинной, но и поровой проницаемостью глин.

5. Области высоких температур в осадочном чехле (геотемпературные аномалии) могут оказаться в целом гидродинамически активными зонами, вследствие увеличения водопроводящих свойств глинистых слоев на этих участках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антоненко Г.К., Гольдберг В.М. Фильтрационные свойства пород и вязкость растворов глубоких водоносных горизонтов. М., 1970 (ВСЕГИНГЕО).
2. Березкина Г.М. К вопросу изменения водопроницаемости связанных грунтов от градиента напора. — Вестник МГУ, 1965, № 1, с. 12 — 19.
3. Березкина Г.М. Влияние структуры и текстуры глинистых пород на процесс фильтрации. Объекты и методика исследований. — В кн.: Физико-химические процессы в глинистых породах. М., Изд-во МГУ, 1980, с. 100 — 142.
4. Бондаренко Н.Ф. Физика движения подземных вод. Л., Гидрометеиздат, 1973.
5. Бондарик Г.К., Царева А.М., Пономарев В.В. Текстура и деформация глинистых пород. М., Недра, 1975.
6. Бриллинг И.А. Влияние давления и температуры на фильтрационные свойства глин — В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, 1977, вып. 4, с. 82 — 90.
7. Водоватова З.А. Изучение проницаемости песчано-глинистых пород в условиях повышенных температур методом электропроводности. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока, 1976, вып. 3, с. 101 — 108.
8. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Влияние геостатического давления на проницаемость глин и глинистых пород. — Водные ресурсы, 1979, № 4, с. 146 — 151.
9. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Влияние температуры и минерализации подземных вод на проницаемость глинистых водоупоров. — В кн.: Гидрогеология, Инженерная геология, строительные материалы, М., Наука, 1980, с. 73 — 77.
10. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Исследование влияния физико-химических условий и температур на начальный градиент и режим фильтрации в глинах. — Водные ресурсы, 1981, № 6, с. 110 — 119.
11. Гуменский Б.М. Основы физико-химии глинистых грунтов и их использование в строительстве. Л.—М., Стройиздат, 1965.
12. Денисов Н.Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. М. — Л., Госэнергоиздат, 1966.
13. Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Новые свойства жидкостей. М., Наука, 1972.
14. Добрынин В.М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1970.
15. Еременко Н.А., Милешина А.Г. Фильтрация нефтей через глинистые породы. — Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геология, 1961, № 9, с. 38 — 41.
16. Злочевская Р.И. Связанная вода в глинах. М., Изд-во МГУ, 1969.
17. Злочевская Р.И., Королев В.А. Температурный фактор при формировании физико-механических свойств водонасыщенных глин разной плотности. — В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, 1977, вып. 4, с. 34 — 59.
18. Исследование свойств связанной воды и двойного электрического слоя системы "глины — раствор" / Р.И. Злочевская, Р.С. Зянгириков, Е.М. Сергеев, А.Н. Рыбачук. — В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, 1970, вып. 1, с. 102 — 138.
19. Исследования фильтрации через глинистые породы / Под ред. В.М. Гольдберга. 1983. (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 152).
20. Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., Наука, 1973.
21. К природе изменения свойств связанной воды в глинах под действием повышающихся температур и давлений / Р.И. Злочевская, В.А. Королев, З.А. Кривошеева, Е.М. Сергеев. — Вестник МГУ, сер. геология, 1977, № 3, с. 80 — 96.
22. Котов А.И., Нерпин С.В. Водоупорные свойства глинистых почв и грунтов и природа начальных градиентов фильтрации. — Изв. АН СССР, ОТН, 1958, № 9, с. 106 — 119.
23. Кульчицкий Л.И., Гольдберг В.М. Влияние минерализации воды на фильтрационные свойства песчано-глинистых пород. — В кн.: Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных сточных вод. М., 1969, с. 6 — 23 (ВСЕГИНГЕО).

24. Кульчицкий Л.И., Усырое О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М., Недра, 1981.
25. Кульчицкий Л.И. Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., Недра, 1975.
26. Ларионов А.К. Инженерно-геологическое изменение структуры рыхлых осадочных пород. М., Недра, 1966.
27. Ломтадзе А.М., Ломтадзе В.Д. Руководство по инженерно-геологическому изменению глинистых пород. М., Энергия, 1970.
28. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. М., Недра, 1982.
29. Макаренко Ф.А. Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирование термоаномалий. — В кн.: Геотермические исследования использования тепла земли. М., Наука, 1966, с. 58 — 62.
30. Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов (тезисы докладов). М., 1976 (ИГЕМ).
31. Мосьяков Е.Ф. Об уплотнении и фильтрационных свойствах глинистых грунтов с различными обменными катионами. — Геология и разведка, 1976, № 9, с. 9 — 13.
32. Насберг Б.М., Элбакидзе М.Г. О начальном градиенте при фильтрации воды. — Гидротехническое строительство, 1957, № 8, с. 61 — 65.
33. О природе изменения состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза / З.А. Кривошеева, Р.И. Злочевская, В.А. Корощев, Е.М. Сергеев. — Вестник МГУ, сер. геология, 1977, № 4, с. 60 — 73.
34. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., Изд-во МГУ, 1979.
35. Павлонский В.М. К вопросу о начальном градиенте в глинистых грунтах. — Тр. ВОДГЕО, 1968, вып. 19, с. 26—31.
36. Павлонский В.М., Чиндина Л.В., Суркова В.Д. Исследования фильтрации воды в глинистых грунтах при малых градиентах напора. — Тр. ВОДГЕО, 1975, вып. 48, с. 84 — 88.
37. Павлонский В.М. Изменение проницаемости суглинка при длительной фильтрации растворов едкого натра. — Тр. ВОДГЕО, 1977, вып. 68, с. 6 — 9.
38. Постников Д.В. Характер связи пористости и проницаемости коллекторов терригенной толщи девона юго-западной Башкирии. — Новости нефтяной и газовой техники, Сер. геология, 1961, № 1, с. 30 — 34.
39. Рельтов Б.Ф., Новицкая Н.А., Большакова Ю.С. Дальнейшие экспериментальные исследования осмотических явлений в связанных грунтах. — Изв. ВНИИГ, т. 51, 1954, т. 53, 1955, с. 38 — 52.
40. Райтбурд Ц.М., Слонимская М.В. Кристаллохимия поверхности глинистых минералов и микроструктура глин. — В кн.: Физические и химические процессы и фракции. М., Наука, 1968, с. 42 — 50.
41. Сергеев Е.М., Злочевская Р.И. О понятии глинистый минерал. — Вестник МГУ, сер. геология, 1966, № 6, с. 57 — 61.
42. Сергеев Е.М. Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1971.
43. Сунцов М.А. О фильтрации воды в структурных глинистых породах. — В кн. Гидрогеохимические минералы. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 62 — 76.
44. Уилкинсон У.Л. Неньютоновские жидкости. М., Мир, 1964.
45. Фалко А.И., Руденко Ф.А. Исследование влияния степени минерализации водных растворов на фильтрационные свойства горных пород. — Сб. научных работ Киевского университета, 1978, № 4, с. 77 — 83.
46. Чуряев Н.В. Фильтрация структурных жидкостей через гетеропористые тела. — Изв. АН СССР, Механика и машиностроение, 1964, № 1, с. 136 — 140.
47. Щелкачев В.Н., Лалуш Б.Б. Подземная гидравлика. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949.
48. Kovacs Gy. Theoretical Investigation into Microseepage Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae, r. 21, f. 1 — 2, 1958.
49. Kutilek M. Nedarcyovske proudeni vody vsemínack v laminární oblasti. Vodo-hospodarský časopis. Ročník, 11, 1969.
50. Nishida I., Nakagawa S. Water permeability and plastic index of soils "Land subsidence Proc. Tokio Symp., 1969. Vol. 2, Paris, 1970, p. 575 — 577.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Введение | 3 |
| Глава 1. Основные сведения о глинах и их свойствах | 7 |
| Глины и глинистые минералы | 7 |
| Структура глинистых минералов | 10 |
| Связанная вода в глинах. | 15 |
| Глава 2. Проницаемость и пористость глинистых пород. | 25 |
| Проницаемость глин | 25 |
| Пористость глин | 32 |
| О соотношении проницаемости и пористости | 42 |
| Определение размеров пор глинистых пород | 48 |
| Влияние трещин на проницаемость глин | 55 |
| Основные представления о диагенетических и катагенетических процессах в связи с формированием пористости и проницаемости глинистых пород. | 58 |
| Глава 3. Исследование влияния минерализации, температуры и геостатического давления на проницаемость глин | 69 |
| Методика исследований | 71 |
| Влияние минерализации и состава фильтрующейся жидкости | 74 |
| Влияние температуры | 90 |
| Влияние геостатического давления | 98 |
| Изучение вертикального профиля проницаемости глинистых толщ | 103 |
| Изучение проницаемости естественных образцов в условиях повышенных температур глубоких горизонтов | 118 |
| Глава 4. Изучение начального градиента и режима фильтрации в глинах | 124 |
| Эксперименты по изучению начального градиента | 127 |
| Влияние состава фильтрующейся жидкости и поглощенных катионов на начальный градиент фильтрации | 131 |
| Влияние температуры на начальный градиент фильтрации | 135 |
| Проницаемость глин и режим фильтрации в области больших градиентов напора | 137 |
| Глава 5. Изучение молекулярно-диффузионного переноса в глинах и песчано-глинистых породах | 140 |
| Методика экспериментов | 143 |
| Результаты экспериментальных исследований | 146 |
| Оценка диффузионного переноса вещества через глинистые толщи | 153 |
| Заключение. | 156 |
| Список литературы | 159 |