УДК 556.342:532.546

Брилинг И.А. Фильтрация в глинистых породах. - М., 1984. -
57 с., ил. - (Гидрогеол. и инж. геология; Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-разведк. работ. ВИЭМС). - Библиогр. с.53-57 (71 назв.).

Рассмотрены результаты экспериментальных исследований движения воды и растворов в глинистых породах в условиях полного и неполного насыщения. Фильтрация в глинах исследуется как физико-химический процесс, сопровождающийся взаимодействием фаз в системе вода-порода и протекающий в сложном взаимоотношении с другими видами движения: диффузией, осмосом, отжимом поровых вод, капиллярным и пленочным движением, пароперепосом.

Исследованные закономерности используются для определения фильтрационных параметров слабопроницаемых слоев при гидрогеологических исследованиях.

Ирина Андреевна Брилинг

Фильтрация в глинистых породах

Ведущий редактор Е.А.Ананьева
Технический редактор И.Г.Орлова
Корректор Х.Х.Калимулина

Подписано к печати 03.05.84. Т 09594
Формат 60×84/16 Печ. л. 3,75 Уч.-изд. л. 3,58
Тираж 1059экз. Заказ 727 Цена 72 коп.

Отделение НТИ ВИЭМС, 123853 Москва, 3-я Магистральная, 38
ОПЦОЙ ВИЭМС, 123242 Москва, Б. Грузинская, 4/6

УДК 556.342:532.546

57 Брилинг И.А. Фильтрация в глинистых породах. - М., 1984. - с., ил. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС). - Библиогр.: с.53-57 (71 назв.).

Передвижение воды в глинистых породах, залегающих как вблизи поверхности, так и на больших глубинах, отражается на гидродинамике всего бассейна осадконакопления, что предопределяет необходимость изучения и учета закономерностей фильтрации при решении инженерных и прогнозных задач, таких как оценка защищенности грунтовых вод от загрязнения, прогнозирование работы водозабора в условиях перетекания, оценка надежности изоляции пласта водоупорными перекрытиями. Состав, строение и состояние глинистых пород определяют характер процессов, происходящих под воздействием нагрузки, температуры, минерализации подземных вод. Экспериментальные исследования фильтрации в условиях изменяющихся нагрузок уплотнения, градиентов напора, минерализации фильтрующегося раствора позволяют составить представление о взаимоотношении различных видов переноса (фильтрации, диффузии, осмоса) в полностью водонасыщенных глинах. В ненасыщенных глинистых породах фильтрация усложняется впитыванием при набухании, капиллярным и пленочным движением и пароперено-сом. Движение воды в глинистых породах рассматривается как физико-химический процесс с активным взаимодействием фаз и структурными перестройками в системе. Предполагается, что основные невыясненные и дискуссионные вопросы, касающиеся закономерностей фильтрации, связаны с реакцией глинистых пород на изменение внешних нагрузок, что отражается на фильтрационных параметрах глинистого слоя.

Редакционная коллегия

А.А.Забузов (председатель), А.В.Аграновский, Е.А.Ананьева (отв.секретарь), П.А.Добрынин (зам.председателя), Ю.Б.Попов, М.И.Фазлуллин, А.К.Ленко, Л.С.Язвин

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ЭКОНОМИКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (ВИЭМС)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Обзорная информация

Москва 1984

Издается с 1964 г.

УДК 556.342:532.546

И.А.Брилинг (МГУ)

ФИЛЬТРАЦИЯ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Введение

В строении осадочного чехла глинистые породы занимают своеобразное положение и выполняют специфическую функцию. Они заполняют и залечивают трещины в массиве, карстовые пустоты, накапливаются в отрицательных геологических структурах - в межгорных впадинах и артезианских бассейнах, составляя, как правило, большую часть геологического разреза. Водоносные горизонты по отношению к ним являются дренами, собирающими из них воды, отжимаемые в процессе погружения. По отношению к водоносным породам с большой проницаемостью, содержащим месторождения подземных вод, глины выполняют изолирующую функцию либо в плане, либо в разрезе. Нередко они слагают борта речных долин, локализуя месторождения подземных вод в речных долинах; являются преградой на пути потока в конусах выноса, создавая подпор и концентрируя разгрузку; изолируют отдельные водоносные горизонты друг от друга в артезианском баосейне, препятствуя перемешиванию и обеспечивая сохранность их состава. Глины обладают свойствами, способствующими очистке фильтрующихся через них вод.

На границах рассматриваемой области земной коры - области распространения месторождений подземных вод - свойства глинистых пород

© Всесоюзный научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и геологоразведочных работ (ВИЭМС), 1984

резко меняются, в связи с чем меняется и их функция - из изолирующей она превращается в проводящую, обеспечивающую обмен между осадочной толщей и смежными зонами. На всех границах области глины резко повышают свою проницаемость. В зоне аэрации, являющейся границей с атмосферой, этому способствует свойство образовывать трещины и макропоры усыхания, по которым атмосферные воды свободно проникают под землю и обеспечивают питание подземных вод. По мере приближения к границам артезианского бассейна увеличению проницаемости способствуют фациальные замещения. Увеличивается проницаемость глин и по мере приближения к речным долинам, что обеспечивает тесную взаимосвязь поверхностных и подземных вод. В зонах позднего катагенеза под воздействием увеличившегося геостатического давления и тектонических напряжений они приобретают трещиноватость, в результате чего флюиды из более глубоких зон проникают в осадочную толщу. Таким образом, наиболее уязвимыми местами, где плохо обеспечивается сохранность подземных вод от проникновения загрязнения, являются зона аэрации, речные долины, краевые части артезианских бассейнов.

Изолирующие свойства глинистых пород значительно снижаются в условиях сильной антропогенной нагрузки. Вместо медленно восходящего потока в них, в естественном режиме складывающегося из фильтрации отжимаемых вод и слабого перетекания из смежных водоносных горизонтов, в районе действия крупных водозаборов меняется направление градиента напора и направление потока, возникает перетекание, направленное в эксплуатируемый водоносный горизонт. Зона аэрации и борта речных долин, несущие повсеместно повышенную антропогенную нагрузку, оказываются наиболее уязвимыми местами. При закачке концентрированных промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты, изолированные водоупором, при разработке урановых месторождений кислотным выщелачиванием активизируются процессы деградации глинистых минералов, за счет которых и формируются водоупорные свойства глин.

На территориях с высокой плотностью населения расположены крупные водозаборы, в районах действия которых формируется глубокая и обширная депрессия подземных вод, усиливающая взаимосвязь водоносных горизонтов, и хотя в целом запасы пресных подземных вод в большой степени обеспечиваются привлекаемыми запасами из смежных водоносных горизонтов, качество их неизбежно ухудшается за счет проникновения загрязнения. Так, на территории Нечернозем-

ной зоны европейской части РСФСР эксплуатационные запасы тем более формируются из привлекаемых запасов, чем больше антропогенная нагрузка, т.е. чем больше плотность населения [21] .

В настоящем обзоре рассматриваются вопросы движения воды и растворов в глинистых породах под воздействием различных факторов - градиента напора, концентрации, нагрузки уплотнения и других, варьирующих в широких пределах в естественных условиях и под влиянием антропогенной нагрузки. Натурные наблюдения за характером передвижения воды в глинистых породах немногочисленны и имеют огромную ценность. Но и экспериментальные исследования, способствующие правильной интерпретации наблюдаемых явлений, далеки от полноты выявленных закономерностей. В обзоре предпринята попытка наметить пути сближения экспериментальных исследований с практической гидрогеологией для комплексного решения поставленной задачи.

Состав и строение глинистых пород

Структура порового пространства глинистых пород на микроуровне значительно отличается от таковой, основанной на модельных представлениях о мицеллярном строении дисперсной фазы с двойным электрическим слоем на границе раздела твердой и жидкой фаз. Структурная неоднородность и специфика кристаллохимии поверхности минералов, проявляемые на микроуровне, значительно изменяют идеальные представления о процессах, происходящих в поровом пространстве глин, и отличают процесс фильтрации от такового в дисперсных системах, состоящих из однородных жестких частиц, не вступающих в межчастичные взаимодействия.

Внешняя форма агрегатов, их взаимное расположение, прочность контактов определяют характер порового пространства - размер, форму, направленность пор, их извилистость и взаимосвязь между собой.

В.И.Осипову удалось при помощи методов сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской дифрактометрии получить фотографии различных микроструктур реальных глинистых пород различного возраста, состава, генезиса и степени литификации (от современных илов до аргиллитов протерозойского возраста) и сопоставить их с искусственными мономинеральными пастами и молодыми осадками. В результате этих исследований систематизированы различные виды микроструктур [37] .

Агрегация или коагуляция происходят в глинистой суспензии при взаимной фиксации частиц на ближнем или дальнем расстоянии. При взаимодействии на дальнем расстоянии образуются пространственные периодические коллоидные структуры с рыхлой упаковкой, невысокой прочностью, ярко выраженной способностью к тиксотропным превращениям и со специфическими реологическими свойствами. При взаимодействии частиц на близких расстояниях идет образование компактных агрегатов-хлопьев, осадок из которых обладает повышенной прочностью, способностью к пластическим деформациям и не разжижается при динамических воздействиях.

В искусственных глинистых осадках при большой влажности (80-90%) три основных глинистых минерала - каолинит, гидрослюда и монтмориллонит образуют каждый свою специфическую структуру.

Каолинит образует микроструктуру "книжного домика". Микроагрегаты в виде толстых пакетов уплощенной изометрической формы размером 1-3 мкм беспорядочно рыхло нагромождены при равномерной пористости межагрегатного типа со сквозными порами размером 2-3 мкм.

Гидрослюда имеет микроструктуру "карточного домика" из беспорядочного нагромождения тонких пластинок микроагрегатов толщиной 1-2 мкм и протяженностью 2-3 мкм. Размер сквозных пор 2-3 мкм.

Монтмориллонит представляет собой беспорядочное скопление без какого бы то ни было выраженного структурного мотива тончайших взаимосвязанных листочков, не отделенных друг от друга. Поры размером 1 мкм плохо соединены, поровое пространство имеет в значительной степени закрытый характер.

На образованную таким образом микроструктуру глинистых минералов влияет состав обменных катионов и концентрация порового раствора. При изменении состава обменного комплекса от натриевого к калиевому или кальциевому микростроение каолинитового осадка в целом практически не претерпевает изменений. В гидрослюде намечается переход от структуры "карточного домика" к структуре "книжного домика", а в монтмориллоните образуется ячеистая микроструктура. В этом же направлении действует увеличение концентрации электролита: в гидрослюде и монтмориллоните происходит коагуляция частиц с образованием сплошной структурной сетки, среднеячеистой - у гидрослюды и крупноячеистой с закрытыми порами - у монтмориллонита.

Глинистые породы различного возраста и степени литификации

характеризуются пятью основными типами микроструктур. Для рыхлых молодых пород характерна ячеистая и скелетная микроструктуры, способные к сжимаемости и тиксотропии. В ячеистой микроструктуре преобладают глинистые, а в скелетной - пылеватые частицы, на контактах которых сосредоточена масса более дисперсных частиц. Для литифицированных пород характерны матричная (неориентированная), турбулентная и ламинарная структуры. В последних за счет ориентированности частиц нормально уплотняющей нагрузке резко выражена анизотропия ряда свойств.

Микроструктура глинистых пород претерпевает изменения в процессе уплотнения. При нагрузках ~I МПа влажность доходит почти до нижнего предела пластичности. При этом происходит переориентация беспорядочной вначале структуры, и порода приобретает микротекстурированность, выражающуюся в том, что плоские глинистые частицы располагаются своими плоскостями нормально действующей уплотняющей нагрузке. Этим объясняется преимущественно слоистое строение всех глинистых пород, подвергшихся уплотнению.

Исходная микроструктура породы влияет на ее уплотнение, и консолидация породы с неориентированной микротекстурой выше, чем с ориентированной [6] . Своеобразная перестройка микроструктуры происходит при приложении сдвиговых усилий. При сдвиге образцов с неориентированной микроструктурой их разрушению предшествует перестройка в зоне сдвига, заключающаяся в пространственном упорядочении структурных элементов и ориентации их базальными поверхностями по направлению сдвига. В этом направлении образуются ослабленные зоны и поверхности скольжения в породах высокой степени литификации. Аналогичное явление происходит при фильтрации, когда гидростатический напор, с одной стороны, может действовать как уплотняющая нагрузка, способствуя уплотнению и упорядочению микроструктуры, с другой стороны, он оказывает разуплотняющее действие, сдвигая дисперсные частицы и разворачивая их в направлении фильтрации, разрабатывая более спрямленные пути [58] . Это явление наблюдается в породах высокой влажности и при беспорядочной текстуре.

В глинистых пластах, слагающих массив пород, наблюдается неоднородность гораздо более крупного масштаба, чем рассмотренная на уровне микроструктур. Возникновение такой неоднородности связано с историей осадконакопления и дальнейших преобразований пласта в целом. Среди основных элементов макронеоднородности можно выде-

лить крупнообломочные включения, макропоры, слоистость, ослабленные зоны в виде "литологических окон", трещиноватость [15, 35, 57].

Крупнообломочные включения представлены различным материалом, который, будучи занесенным в глинистую матрицу, не оказывает сам по себе влияния на водопроницаемость, однако породы с большим количеством крупнообломочных включений обладают более грубым гранулометрическим составом, в них чаще происходят фациальные замещения. Обычно они более проницаемы, чем однородные породы.

Макропоры характерны для пород зоны аэрации, где широко развиты поры от корней растений, следы землероев, трещины усыхания, придающие блоково-столбчатое строение породе, особенно при переменном увлажнении и активном выветривании. Поры и трещины пород зоны аэрации обусловливают анизотропию фильтрационных свойств, большую в вертикальном направлении. Характерной особенностью макропор является их способность к залечиванию при длительной фильтрации.

Слоистость пород возникает в условиях сортировки материала по крупности во время осадконакопления и характерна и для водоносных горизонтов, и для водоупорных слоев. Вся толща пород при этом приобретает облик "слоеного пирога". Слоистость пород является причиной анизотропии фильтрационных свойств в крупном плане, вплоть до регионального.

Литологические или, точнее, гидродинамические окна в толще слабопроницаемых слоев приурочены к ослабленным в тектоническом отношении зонам, к местам древних переуглубленных долин, а также располагаются под эрозионными врезами современных долин. Образованию литологических окон способствует размыв в отдельных местах, уменьшение мощности водоупоров над возвышениями на плоскости накопления, фациальные замещения, усиливающиеся в краевых частях бассейна.

Трещиноватость глинистых пород формируется при возникновении жестких связей в породе в процессе литификации и при увеличении геостатического давления и тектонических напряжений в процессе погружения пород.

Для правильного понимания закономерностей процессов, происходящих при фильтрации в глинистой породе и в слагаемых ею толщах, необходима оценка этих процессов в соответствии с размером отдельных элементов, определяющих характер процесса.

На уровне элементарных слоев, имеющих характерный размер пор в межпакетном пространстве 3–20 Å, происходят такие процессы,

как ионный обмен, ближняя гидратация - дегидратация внешней и внутренней поверхностей глинистых минералов, преобразование минералов, сочленение элементарных частиц в агрегаты. На уровне микроагрегатов, характеризующихся размером I-I0 мкм, рассматриваются водопроницаемость, анизотропия фильтрационных свойств и структура порового пространства в однородных пластах, преобразование контактов между частицами и образование цемента в процессе литогенеза.

На уровне пространственной неоднородности, вызванной макропористостью и трещиноватостью, характерный размер отдельных элементов от доли миллиметра до сантиметра. Следующий шаг неоднородности породы - слоистость имеет размер до нескольких метров, а ослабленные в тектоническом отношении зоны и литологические окна имеют размеры в сотни метров.

Связанная вода и характеристические влажности

В глинистых породах благодаря их высокой гидрофильности свободная вода может находиться только в макропорах и трещинах. Все остальное количество воды находится в большей или меньшей степени под действием поверхностных сил - капиллярных, осмотических, адсорбционных и является связанной водой. Под действием различных по своей природе поверхностных сил связанная вода имеет различные энергетические уровни связи с минеральной поверхностью.

Согласно современной классификации, разработанной Р.И.Злочевской [34], выделяются три категории связанной воды.

I. Вода, адсорбированная наиболее активными адсорбционными центрами поверхности. Ее количество близко к объему воды уголовного "монослоя" и составляет I/I0 - I/5 часть величины макоимальной гигроскопической влажности $W_{мг}$ и примерно равно гигроскопической влажности глины $W_г$. Эта вода ближней гидратации взаимодействует с большой энергией с несбалансированными ионами кристаллической решетки и обменными катионами.

2. Вода, адсорбированная твердой поверхностью за счет сил межмолекулярного взаимодействия дальнего порядка, в результате чего происходит полимолекулярная сорбция воды. Ее количество варьирует от величины влажности $W_{мг}$ до максимальной молекулярной влагоемкости $W_{ммв}$. Эта вариация объясняется гиотерезионными явлениями, происходящими при необратимых изменениях поверхности при набухании и раздвижении кристаллической решетки.

3. Вода переходного состояния между связанной и свободной водой, удерживаемая в породе за счет энтропийного фактора - осмотическими силами и поверхностным натяжением (капиллярные мениски). Осмотические силы действуют в глине благодаря стремлению к диффузии обменных катионов в свободный раствор, но заряд поверхности, который они компенсируют, удерживает их от рассеивания, и они создают лишь диффузное облако вокруг частицы, уподобляя ее вместе с обменными катионами модели заряженной мицеллы с двойным слоем окружающих ее противоионов. Затрудненность диффузии обменных катионов по направлению от мицеллы обусловливает ее полупроницаемость. Вода, стремясь разбавить "раствор" вокруг нее, диффундирует по направлению к мицелле, вызывая ее набухание. В месте контакта жидкой и воздушной фаз на это накладывается также сила капиллярных менисков, удерживающих воду в устьях пор за счет поверхностного натяжения.

Содержание всех трех форм связанной воды в глинах обусловливает максимальную или полную влагоемкость породы $W_{п}$, а для набухающих глин характеризует влагу их свободного набухания $W_{нб}$.

Эта классификация правильно отражает существо процесса удерживания породой воды, однако имеет некоторые недостатки, главными из которых являются очень неудобные названия форм связанной воды. Этот недостаток тем более существен, что классификация широко используется при обосновании целого ряда процессов, происходящих в системе вода-порода . В связи с этим названия отдельных категорий связанной воды следовало бы упростить.

Дополнение, которое хотелось бы внести в классификацию, связано с введением еще двух категорий связанной воды, очень важных при решении задач влагопереноса. Необходимость введения первой категории связанной воды очевидна из анализа кривой водоудерживающей способности пород в зоне аэрации, представленной для каолина и аскангеля на рис.I. Водоудерживающая способность пород характеризуется потенциалом влажности, под которым понимается работа, необходимая для извлечения из породы единицы массы воды. При этом извлекающие воду силы должны действовать только на воду, не затрагивая скелета породы и не расходуясь на его уплотнение. Потенциал влажности поэтому определяют как давление Р, в равновесии с которым находится влага в породе; его принято выражать в единицах напора воды, а также в любых других единицах давления (Пашковский И.С., 1973). Т.е. в породе, состоящей из жестких неуплотняющихся

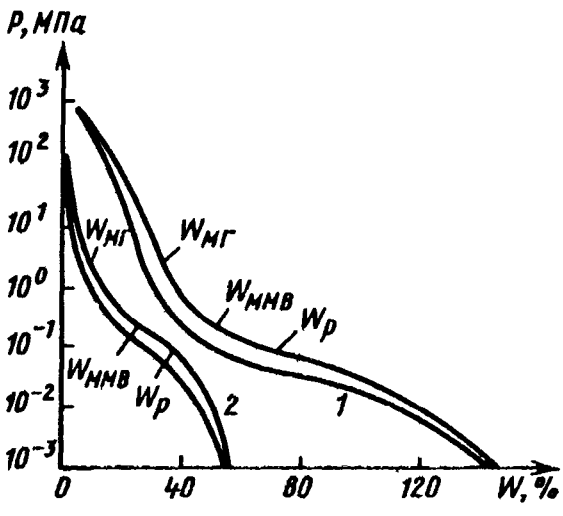


Рис.I. Зависимость потенциала влажности от влажности для аскангеля (I) и каолина (2)

частиц, потенциал влажности равен высоте над свободной поверхностью воды и представляется на графиках в зависимости от влажности.

Для сжимаемых глинистых пород применимы методы определения потенциала влажности, при которых нагрузка уплотнения не влияет на влажность. Это гигроскопический метод, пресс Ричардса, тензиометры, отсасывание вакуумом воды из тонких образцов, подробно описанные А.М.Глобусом (1969). Верхняя ветвь кривой зависимости $P=f(W)$ соответствует отадии сушки из полностью водонасыщенного состояния, а нижняя - увлажнению сухой породы. Экспериментально показано [9], что наличие петли гистерезиса не зависит от длительности наступления равновесия в системе вода-порода. Для его объяснения привлекается представление о необратимых процессах при раздвижении кристаллической решетки [34], разности в угле смачивания в отступающем и наступающем мениске, а также модель четочного строения капилляров, согласно которой происходит захват воды в сужениях пор выше при иссушении, чем при увлажнении (Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., 1971). Вероятно, что такое условие может выполняться и в глинистой породе благодаря стягиванию частиц силами капиллярных менисков в устьях пор (рис.2). Резкое сужение пор на фронте увлажнения должно смениться широкими капиллярами, не изменившими своего сечения, по которому вода уже не будет подниматься при данном потенциале влажности; при иссушении в его "хвосте", наоборот, резкое сужение пор произойдет при большем

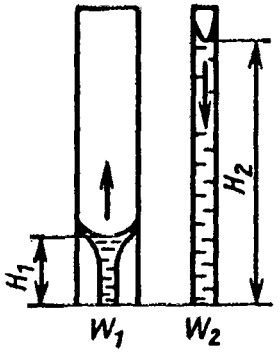


Рис.2. Объяснение гистерезиса потенциала влажности при увлажнении и осушении: при $W_1 = W_2$; $H_1 < H_2$, следовательно $P_I < P_2$

давлении почвенной влаги. При этом понимается абсолютное значение потенциала, поскольку на самом деле потенциал влажности отрицателен. Кривая зависимости потенциала влажности имеет три явно выраженных перегиба. От влажности $W_п$ до первого перегиба кривой влага в породе соответствует третьей категории связанной воды, выделенной Р.И.Злочевской,- рыхлосвязанной воде, и удерживается осмотическими и капиллярными силами. Перегиб кривой для большого числа глинистых пород лежит в области 0,1-0,2 МПа и соответствует нижнему пределу пластичности W_p. При пластичной консистенции породы вода, заполняющая поры, удерживается поверхностными силами, конкурирующими с силами гравитации, и способна передавать гидростатический напор, поскольку вода в порах породы сообщается и таким образом обеспечивается неразрывность потока. При влажности выше W_p на фронте увлажнения происходит разрыв сплошной капиллярной влаги, заканчивающийся при влажности максимальной молекулярной влагоемкости $W_{ммв}$. На кривой $P=f(W)$ это выражается в пологом участке графика - влажность резко меняется при небольшом изменении потенциала влажности. Образуются разрывы в сплошности потока, и вода начинает плохо передавать гидростатический напор.

По влажности $W_{ммв}$ принято оценивать водоотдачу пород, поэтому эта характеристическая влажность имеет большое практическое значение в гидрогеологии. Вместе с тем ей не дано до сих пор верного определения, а упоминание о ней и о методах ее определения исчезает из учебной литературы, хотя ею широко пользуются и в экспериментальных исследованиях, и на практике. Для песков $W_{ммв}$ хорошо определяется методом высоких колонн по началу участка с постоянной влажностью после второго перегиба на профиле влажности, соответствующего таковому на кривой $P=f(W)$ и для глин. В связи с этим целесообразно рекомендовать определение $W_{ммв}$ для глин по названному перегибу на кривой потенциала влажности, что полностью соответствует физическому смыслу этой величины. Само понятие о влажности $W_{ммв}$ можно сформулировать таким образом: максимальная молекулярная влагоемкость есть такая влажность, при которой при увлажнении заканчивается, а при иссушении начинается разрыв капиллярной связи. Интервал влажности $W_p-W_{ммв}$ следует выделить в категорию влаги разрыва капиллярной связи, а W_p и $W_{ммв}$ можно считать нижней и верхней границами разрыва.

При влажности выше $W_{ммв}$ потенциал влажности резко растет

по мере уменьшения количества пленочной и прочносвязанной воды. На кривой потенциала переход между этими категориями отмечен перегибом, приуроченным к влажности, равновесной с $P/P_S \approx 0{,}8$ при потенциале влажности ≈ 20 МПа.

В классификацию связанной воды следует внести добавление, касающееся полностью набухшего и неуплотненного состояния породы. В рыхлых пространственных коллоидных структурах по П.А.Ребиндеру удерживается вода, обеспечивающая существование этой рыхлой структуры и называемая иммобилизованной водой. Отношение воды к твердой фазе может доходить до 99:I. Такую непрочную коллоидную структуру можно отождествить с ячеистой и скелетной микроструктурами (по В.И.Осипову), склонными к тиксотропии и обладающими скрытотекучей консистенцией. При слабых динамических воздействиях такие микроструктуры разрушаются, текут, но способны к восстановлению после прекращения воздействия. Благодаря наличию этой формы связанной воды происходит набухание в минералах типа монтмориллонита сверх предела текучести W_T. Поэтому влажность от W_T до $W_{нб}$ следует отнести в основном к иммобилизованной воде. Эта категория влаги имеет практическое значение в слабых грунтах, торфах и молодых донных дисперсных осадках. Р.И.Злочевская называет иммобилизованной влагу в закрытых порах уплотненных пород, что, очевидно, неверно, поскольку эта влага принадлежит какой-либо другой категории связанной воды и находится в сфере действия других поверхностных сил, чаще всего при этом имеется в виду вода полислойной абсорбции.

Таким образом, следует выделить пять категорий связанной воды: I) иммобилизованную влагу - от $W_{нб}$ до W_T, 2) осмотическую и капиллярную - от W_T до W_p, 3) влагу разрыва капиллярной связи - от W_p до $W_{ммв}$, 4) полимолекулярной адсорбции или для ненасыщенных пород пленочную влагу - от $W_{ммв}$ до $W_г$ и 5) прочносвязанную или влагу условного монослоя - от $W_г$ до 0.

Изучение скорости дегидратации глин позволило установить, что существуют три критические температуры, влияющие на массовое удаление влаги: 30-35, 55-70 и 80-90^{o}C [34]. Первый экстремум не объяснен авторами. Возможно, что он связан с удалением капиллярной влаги, которая в виде отдельных капиллярных манжет существует до влажности, равновесной с относительным давлением водяных паров $P/P_S \approx 0{,}65$; второй экстремум объясняется удалением воды полислойной адсорбции (пленочной воды) и тре-

тий экстремум характеризует удаление "монослоя", т.е. прочносвязанной воды.

Значения характеристических влажностей изменяются под воздействием состава обменных катионов, концентрации электролита, температуры. Вхождение в обменный комплекс диспергирующего иона, такого как Na^+, увеличивает общую гидрофильность глин, но снижает гидрофильность поверхности, поэтому влажности гигроскопическая, максимальная гигроскопическая уменьшаются, а влажности максимальной молекулярной влагоемкости и нижнего предела пластичности практически не меняются, но возрастает влажность верхнего предела пластичности и влажность набухания (Злочевская Р.И., 1969). Концентрация раствора электролита и температурный фактор влияют на величину внешней части диффузного слоя в основном на осмотически впитанную воду, поэтому влажность набухания в монтмориллоните уменьшается с ростом концентрации [23] и увеличивается с ростом температуры (Злочевская Р.И., Королев В.А., 1977).

Градиент напора и концентрации

Известно, что зависимость скорости фильтрации от градиента гидростатического напора сформулирована Дарси в виде закона, утверждающего пропорциональность этих величин. Вместе с тем уже почти сто лет публикуются экспериментальные данные об отклонении фильтрации в глинах от закона Дарси, выражающемся в существовании начального градиента; предлагаются более совершенные методы его определения (Ковач Г., 1978), [47] . Считается, что его величину необходимо учитывать в инженерных расчетах осадки зданий при строительстве тяжелых сооружений, которая иначе может оказаться заниженной [43, 60] , в расчетах горизонтального дренажа (Бондаренко Н.Ф., 1973); в противном случае расстояние между дренами может оказаться завышенным. В то же время в других случаях учет начального градиента мог бы привести к абсурдным решениям с катастрофическими последствиями, например при прогнозировании утечек из каналов, водохранилищ, растворохранилищ, при распространении загрязнения, при оценке перетекания через водоупорные слои, при движении флюида из нефтяной залежи, при распространении подпора и т.п.

Глинистые толщи, изучаемые в естественном залегании и в виде искусственных экранов, пропускают воду и растворенные в ней

вещества при градиентах напора, во много раз меньших, чем создаваемые в лаборатории. При оценке перетекания через сколь угодно мощные и плотные толщи не происходит эффектов, для объяснения которых необходимо было бы привлечение понятия о начальном градиенте. Если принять рекомендации о начальном градиенте, то следовало бы ожидать, что вода, заключенная в водоупорных слоях, не движется, сами эти слои представляют идеальный водоупор, а во всех перечисленных выше случаях ни вода, ни раствор не фильтруются по глинистым породам.

Представление о начальном градиенте имело теоретическую основу, заключающуюся в неньютоновском поведении воды в порах. Пристенные слои воды полагались структурированными, под воздействием гидродинамического давления потока они разрушают свою структуру, вовлекаются в движение, поэтому при больших градиентах напора $K_ф$ увеличивается, а при малых - снижается. Величина градиента напора, сдвигающего пристенные слои, определялась как начальный градиент фильтрации, причем в области малых напоров скорость фильтрации не равна нулю, но снижается непропорционально снижению градиента.

Гипотеза о структурировании пристенных слоев жидкости выдвинута В.В.Дерягиным сорок лет назад и послужила толчком к постановке экспериментальных работ, в том числе в тонких единичных капиллярах, в результате которых были получены подтверждающие гипотезу данные.

Развитие техники тонкого физического эксперимента позволило показать (Фридрихсберг Д.А., Сидорова М.П., 1977), что в тонком стеклянном или кварцевом капилляре при относительно долгом его вымачивании в воде образуется тонкий структурированный гель-слой окиси кремния, который действительно делает содержащийся в тонком капилляре раствор неньютоновской жидкостью, так как структура гель-слоя разрушается под воздействием потока. Таким образом, многие экспериментальные результаты, полученные ранее в единичных тонких капиллярах, можно объяснить образованием структурированного гель-слоя кремнекислоты в пристенном слое, структура же самой воды в тонких капиллярах не делает ее неньютоновской жидкостью, вода в пристенном слое не обладает следами сдвиговой прочности и не влияет на фильтрацию по Дарси. Величина предельного напряжения гель-слоя составляет 30 $Н/м^3$ [49] . Это отвечает 30%-ному содержанию твердой фазы в геле кремнекислоты. Зависимость потенциала течения от давления не однозначна при повышении

и при понижении давления в капилляре после двухмесячного выдерживания его в воде. При повышении давления сначала происходит разрушение гель-слоя, а при понижении давления и в его отсутствие вода ведет себя как обычная ньютоновская жидкость. Толщина сорванной части гель-слоя θ определяется по формуле $\theta = rP/2\ell$, где r – радиус капилляра, P – давление, ℓ – длина капилляра.

В тонкопористых стеклянных мембранах, лишенных гель-слоя, были получены зависимости скорости фильтрации V от давления P при 20,40,60 и 70°С. Погрешность определения, которая могла бы отразиться на предельном напряжении сдвига, составила 0,I дин/см^2. Зависимость $V = f(P)$ выражалась строгой прямой, исходящей из начала координат, т.е. никаких признаков неньютоновского поведения воды обнаружено не было [53] . Радиус пор исследованных мембран составлял $< I0$ Å. Те же результаты были получены для целлофановых и ацетат-целлюлозных мембран. Наклон кривых характеризует вязкость воды в порах, гораздо большую, чем в свободном растворе [52] , увеличивающуюся при уменьшении радиуса капилляра, т.е. по мере приближения к стенке. Вязкостный эффект, однако, не вызывает неньютоновского поведения воды. Б.В.Дерягин поддержал полученные выводы (I977). Таким образом, концепция сдвиговой прочности и неньютоновского поведения воды при фильтрации была отвергнута как и идея начального градиента в целом. Следовательно, экспериментальные результаты, показывающие отклонение фильтрации от закона Дарси, следует объяснять другими причинами, сущность которых заключается в изменчивости структуры глинистой сжимаемой породы, частицы и агрегаты которой способны к перестройкам, переориентациям, к образованию закрытой пористости, а фильтрационный поток осложнен электрокинетическими явлениями, осмотическими потоками, имеющими иную природу, чем "начальный градиент".

Так, эффект "начального градиента", наблюдаемый в слабых грунтах [I] , илах, торфах (Бондаренко Н.Ф., I973), может быть объяснен образованием ячеистой или периодической коллоидной структуры. Такая структура способна к разрушению, легко переходит в текучее состояние и способна к восстановлению в отсутствии нагрузки, динамических воздействий и сильного потока, создающего сдвигающие напряжения. Начальный градиент, определяемый в таких породах, обычно составляет I-5 единиц. Необыкновенно высокие начальные градиенты, определяемые в монтмориллонитовой пасте как при рыхлом ее сложении, так и при достаточном уплотнении

(Скворцов Н.П., 1979), [47] также могут трактоваться с позиций структуры порового пространства. Здесь образуется беспорядочная структура, большинство пор закрыто, они не сообщаются между собой. В *Са* -монтмориллоните наблюдается образование ячеистой структуры, в результате увеличивается проницаемость, но в *Na* -форме монтмориллонита практически все поровое пространство закрыто. Тиксотропные свойства и текучесть также проявляются под воздействием большого напора.

Известный исследователь фильтрации в глинистых породах Б.В.Рельтов (1962) проводил опыты по фильтрации через капилляры слабоконцентрированной суспензии монтмориллонита и показал, что при слабом потоке с концентрацией твердой фазы 2% в суспензии успевают сформироваться непрочные коллоидные структуры, придающие течению жидкости в капилляре неньютоновский характер. При фильтрации через образцы плотных пород, содержащих тонкодисперсные частицы, показан эффект срыва коллоидных частиц потоком и запирание - стпирание ими путей фильтрации (*Mitchel J.K., 1965*), что придает фильтрации в глинах случайный, неустановившийся характер. В.М.Павилонский и др. (1975) проделали большое количество опытов, показавших случайный характер начального градиента, во многом зависящий от малости измеряемой величины и точности эксперимента. Статистическая обработка результатов привела к выводу об отсутствии начального градиента в плотных суглинках.

На изменение проницаемости влияет кольматация пор, широко известная из практики проведения наливов, по наблюдениям за проницаемостью ложа каналов, которые показывают, что заиление дна, кольматация пор приводят к снижению проницаемости. Аналогичные процессы происходят в песчаной породе в прифильтровой зоне скважин, где под большим напором происходят вымывание и перемещение глинистых частиц из пласта к фильтру. Это явление используется в практике технической мелиорации грунтов как метод уменьшения проницаемости песков, при котором регулируется глубина проникновения глинистого раствора путем подбора дисперсности глинистого материала [5, 61, 65, 69] . На характер фильтрации влияет также защемленный воздух, который способствует образованию верховодки не только на глинистом прослое, но и в песке при образовании в нем воздушной подушки [39] .

При проведении опытных наливов эта помеха может быть устранена только значительным увеличением сроков испытания. При до-

полнительном питании грунтовых вод в процессе орошения, фильтрации из водохранилищ, утечек из коммуникаций промачивание зоны аэрации из-за этого растягивается на сроки, больше предусмотренных.

В результате текстурной переориентации частиц в потоке под воздействием сдвигающих усилий изменения коэффициента фильтрации тем ощутимее, чем более неупорядоченной была исходная текстура породы. Исследования Г.М.Березкиной [58] показали, что увеличивающийся напор разворачивает частицы параллельно линиям тока, а дальнейшее снижение напора не возвращает их в прежнее положение, коэффициент фильтрации при снижении напора остается таким же, каким он стал при большом градиенте. Эти эффекты особенно заметны при большой влажности и пористости пород, а также вдоль крупных пор уплотненных четвертичных суглинков.

Влияние электрокинетических явлений на фильтрацию проявляется в возникновении потенциала протекания и встречного электроосмотического потока, тормозящего фильтрацию (Остроумов В.В.,1946; Григоров О.Н., 1973). Установлена линейная зависимость между потенциалом протекания и напором, а также прямая зависимость от подвижного заряда диффузного слоя, следовательно, и потенциала границы скольжения фаз (дзета-потенциала). Исследования, проведенные при совместной регистрации возникающего потенциала протекания и скорости потока, подтвердили возникновение встречного тормозящего фильтрацию потока [3] , увеличивающегося при возрастании напорного градиента. Наиболее очевидно это проявляется при фильтрации в уплотненной глине, поскольку при малом уплотнении определяющими оказываются структурные перестройки частиц в потоке, исследованные Г.М.Березкиной. С учетом наложения этих эффектов можно представить зависимость $V=f(J)$ на графике (рис.3) в виде трех линий. Линия I характеризует фильтрацию по Дарси для среднеуплотненной глины (влажность между W_T и W_p); кривая 2 описывает влияние потенциала протекания и наблюдается в уплотненной глине ($W \approx W_p$) при повышении напора; кривая 3 показывает увеличение эластичности пор в неуплотненной глине ($W \approx W_T$) по мере возрастания напорного градиента.

Коэффициент фильтрации в глинах увеличивается с ростом температуры. Это увеличение происходит в результате уменьшения вязкости фильтрующейся воды и в соответствии с ним при большой влажности и слабом уплотнении породы, когда вклад повышенной вязкости

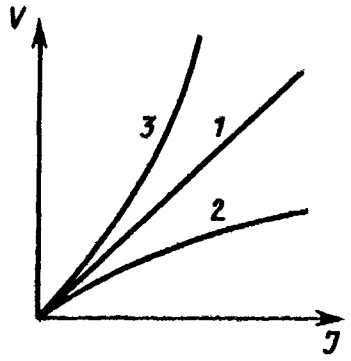


Рис.3. Зависимость скорости фильтрации от градиента напора в глинах

пристенных слоев невелик. Это отмечено для каолина при влажности W_T (Брилинг И.А., 1972), [24] .

В каолине более плотного сложения средняя вязкость связанной воды больше изменена по сравнению со свободной, поэтому коэффициент фильтрации при увеличении температуры увеличивается больше, чем это можно было объяснить уменьшением вязкости свободной воды. Особенно резко возрастает коэффициент фильтрации в монтмориллонитовой глине, где вязкость воды наиболее изменена по сравнению со свободной, что доказывают также исследования по диффузионной проницаемости мономинеральных глин. Следует, однако, учесть, что на увеличение проницаемости монтмориллонита влияет также структурная перестройка порового пространства, поскольку при повышенной температуре увеличиваются размеры микропор.

При возникновении градиента концентрации происходит диффузионное продвижение ионов и молекул, которое в сочетании с фильтрацией создает диффузионно-конвективный поток. Распределение концентрации по пути потока складывается из зоны поршневого вытеснения, где концентрация равна концентрации на границе в начальный момент времени, и зоны размыва фронта раствора, в которой на некотором расстоянии концентрация падает до нуля. Фронт поршневого вытеснения продвигается со скоростью потока, а зона размыва медленно расширяется. Совместное решение уравнений диффузии и конвекции приводит к ряду формул, учитывающих расположение области загрязнения, способ подачи загрязнения и другие начальные и граничные условия[46] .

В глинистых породах ввиду малости фильтрационных потоков диффузионные процессы соизмеримы с фильтрацией. В дисперсии фронта раствора существенная роль принадлежит молекулярной диффузии, в то время как в хорошо проницаемых породах ею можно пренебречь. Коэффициент дисперсии, определенный во время капиллярного поднятия в суглинке, т.е. при достаточно большой скорости движения влаги, оказался всего лишь в два раза больше коэффициента молекулярной диффузии, следовательно, дисперсию фронта раствора опре-

деляет молекулярная диффузия с половинной долей участия. Активная пористость для движения раствора не совпадает с активной пористостью для движения воды, поскольку вода движется по сообщающимся открытым порам, а ионы диффундируют также в застойные зоны, тупиковые поры. Поэтому фронт раствора отстает от фронта движения влаги. Балансовыми расчетами установлено, что капиллярная влага движется по подложке воды, образованной начальной естественной влажностью [58], и ползет по ней, не вытесняя ее. Активной пористостью для движения солей оказалась вся влага за вычетом гигроскопической $W_г$, т.е. непроницаемой для раствора оказывается влага "нерастворяющего объема".

Малость конвективных потоков может привести к тому, что молекулярная диффузия будет являться главным процессом в механизме массопереноса. Исследования распространения загрязнения из подземной емкости, сооруженной в толще глинистых пород зоны аэрации, показали, что за год работы емкости распространение из нее солей подчинялось диффузионному закону. Этому способствовали, конечно, климатические условия (Украина), характеризующиеся малым увлажнением (Бриллинг И.А., 1974).

Коэффициент диффузии имеет своеобразную зависимость от влажности. Комплексный параметр D/n, определяемый методом диффузионных колонн, в интервале влажности от $W_р$ до $W_{мг}$ имеет более или менее постоянное значение, что объясняется взаимной компенсацией вязкости-пористости. По мере уменьшения пористости и, следовательно, сечения, по которому происходит диффузия, должен расти истинный коэффициент диффузии, однако при этом растет вязкость связанной воды, снижающая истинный коэффициент диффузии, в результате эффективный коэффициент диффузии сохраняет постоянство. Постоянство комплексного параметра D/n в большом диапазоне влажности показано С.И.Смирновым (1971). Ход зависимости эффективного коэффициента диффузии от влажности, изображенный кривой I (рис.4), представлен в работе [10], в которой, однако, неверно рассчитан приведенный (истинный) коэффициент диффузии. Как показал анализ используемого решения [46], эффективный коэффициент диффузии, полученный в работе [10] методом колонн, представляет собой комплексный параметр D/n, поэтому, чтобы получить истинный D, необходимо комплексный параметр D/n умножить на пористость, занятую водой, тогда $D=f(w)$ изобразится кривой 2.

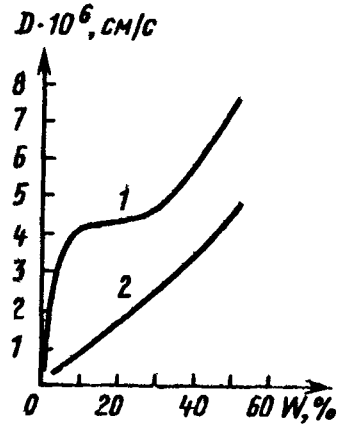


Рис.4. Диффузионная проницаемость каолинита в зависимости от влажности

Участие диффундирующего потока в ионном обмене задерживает его продвижение. Математическое описание конвективной диффузии совместно с ионным обменом [46] основывается на представлении о гетерогенности процесса.

Градиент концентрации и диффузия ионов могут быть причиной осмотических потоков влаги, накладывающихся на напорную фильтрацию. При контакте с более концентрированным раствором мицелла сжимается (коагуляция частиц), а при контакте с пресной водой разбухает (диспергация частиц). Таким образом, по пути движения раствора будет иметь место изменение свойств глинистой породы. Если в засоленную толщу внедряются пресные воды, то глины вблизи контакта с водой рассоляются, разбухают, разуплотняются. Если же внедряются соленые воды, то происходит осмотическая усадка пород.

Слой глинистой породы можно рассматривать как полупроницаемую мембрану, причем полупроницаемые свойства обусловлены избытком положительного заряда в диффузном слое мицеллы, из-за чего диффузия ионов по порам затруднена, а движение воды не встречает преград. Усиление полупроницаемых свойств связано с увеличением дисперсности, гидрофильности (Na^+ в обменном комплексе), уменьшением концентрации порового раствора.

Осмотический поток направлен либо навстречу диффузии, либо совпадает с ней (аномальный осмос). Перемена направления потока с аномального на нормальное происходит при высоких градиентах концентрации (Рельтов Б.В. и др., 1953, 1955) в высокогидрофильных глинах, при низкой их проницаемости в среднем радиусе фильтрующих пор до 200 Å. В менее гидрофильных суглинках возникает аномальный осмос, возрастающий по мере увеличения среднего радиуса фильтрующих пор, но выше 600 Å осмотический градиент падает, осмотические потоки при радиусе выше 1000 Å прекращаются [8]. Аномальный осмос можно объяснить вовлечением молекул воды в массовый диффузионный поток ионов.

Зависимость скорости фильтрации от градиента напора при наличии осмотических потоков представлена на рис.5, где прямая I пока-

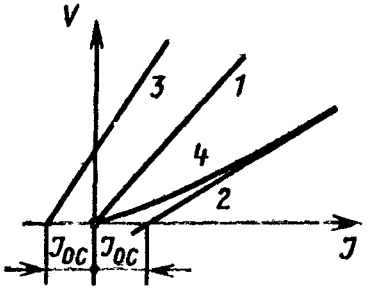


Рис.5.Соотношение скорости осмотического потока и фильтрации

зывает зависимость по Дарси в отсутствие градиента концентрации, прямая 2 характеризует фильтрацию со встречным нормальным осмосом, 3 - фильтрацию о сопутствующим аномальным осмосом. Линии 2 и 3 отсекают на оси абсцисс осмотический градиент, на оси ординат - скорость осмотической фильтрации при градиенте напора, равном нулю, наклон графиков к оси абсцисс характеризует коэффициент фильтрации $K_ф$. Тогда закон Дарси для осмоса и фильтрации запишется:

$$V = K_ф (J \pm J_{OC}) .$$

Из этого уравнения видно, что осмотический градиент может создать видимость начального градиента. Болт и Грюневельт (1969) показали, что при идеальной полупроницаемости зависимость $V-J$ имеет вид прямой 2 (см.рис.5), при идеальном подчинении закону Дарси - прямой I, при некотором среднем состоянии системы возможны кривые типа 4. Кривая типа 4 получена [30] в результате опытов на селективных гидрофильных мембранах при толщине мембраны 2 см, среднем радиусе пор 20 Å, концентрации растворов 0,0I и 0,02 моль/л [27] . Отклонение от закона Дарси усиливалось именно под влиянием осмотического противотока, регулируемого скоростью вращения мешалки в растворе. Отклонение от закона Дарси более заметно, чем меньше скорость течения раствора, выше его концентрация и гидрофильные свойства мембраны. Таким образом, фильтрация в глинистых породах происходит как сложный физико-химический процесс и сопровождается такими явлениями, как образование и разрушение коллоидных структур, возникновение потенциала протекания и осмотических потоков. Массоперенос в глинистых породах во многом определяется молекулярной диффузией и ионным обменом.

Следует отметить, что во время длительных опытов в образцах глинистых пород происходит увеличение активности микроорганизмов, которые находят для себя питательную среду в глинистой породе и в воде. Благодаря микробиологической активности $K_ф$ со временем снижается. Это же явление должно иметь место и в природе, причем к деятельности микроорганизмов добавляется влияние корне-

вой системы растений, ходов землероев, в связи с чем изменение $K_ф$ в верхней толще глинистых пород следует ожидать при смене сезонов.

Растворопроницаемость

Исследование фильтрации растворов в глинистых породах важно для оценки устойчивости глинистых экранов в противофильтрационном отношении. Такие экраны используются в виде искусственных сооружений в растворохранилищах. Роль экрана выполняют глинистые слабопроницаемые отложения, изолирующие глубокий пласт, в который закачивают промстоки [II].

Глинистая порода как многокомпонентная система вступает во взаимодействие с раствором, причем изменению подвергаются обменный комплекс, свободные полуторные окислы, карбонатный, гипсовый и другой цемент, минеральный скелет. При анализе действия кислот и щелочей на глинистый минеральный скелет следует учесть, что основные его составляющие - окись кремния и алюминия по-разному растворяются в кислотах и щелочах. Причем Al_2O_3 обладает амфотерными свойствами.

Эти вопросы рассматривались С.С.Морозовым и др. (1963), а также в более поздних публикациях [I4, I6, 38, 48]. С.С.Морозовым изучено влияние кислот, щелочей и растворов солей на разнообразные глинистые породы, в том числе мономинеральные.

При действии 2%-ной HNO_3 в водной вытяжке в большом количестве обнаружен алюминий без кремния. Вместе с кремнием алюминий оказался в виде подвижных полуторных окислов, обменные позиции оккупированы катионами H^+ и Al^{3+}, при этом емкость обмена снижалась в 3-5 раз. Таким образом, процесс деградации глинистых минералов, распад их кристаллической решетки сопровождает действие кислоты на глинистую породу. Вхождение алюминия и водорода в обменные позиции привело к укрупнению частиц, их коагуляции. Карбонатный цемент разрушается полностью. Азотная кислота, а также все другие исследованные кислоты фильтруются через все образцы пород, уплотненные нагрузками до 3 МПа при любых градиентах, причем фильтрация начинается с момента создания напора. Монтмориллонитовая глина огланлинский бентонит - также хорошо проницаема для кислот при любых градиентах (начиная с I); $K_ф$ - увеличивался с $3 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-4}$ см/с. Выход большого количества полуторных окислов является

предпосылкой для образования в дальнейшем нового прочного кремниевого цемента, который заменит разрушенный карбонатный. Это предположение подтверждают результаты длительных экспериментов по фильтрации [38], продолжавшихся 700 сут. После значительного увеличения $K_ф$ вначале, через год начинается его спад, приводящий либо почти к исходному значению $K_ф$, либо даже к немного меньшему. В работе [16] показано, что при действии серной кислоты (0,5 - 5 н.) в течение 180 сут происходит сильное набухание пород, увеличившееся с 23,7 до 72,8%, и переход в текучую консистенцию за счет образования сульфатов аммония и железа, присоединяющих 11-18 молекул кристаллизационной воды.

С.С.Морозовым изучено действие 2%-ного $NaOH$ на глинистые породы. В водную вытяжку переходит много растворимого кремния и алюминия, причем кремния значительно больше, но в виде полуторных окислов они не обнаруживаются. Обменный комплекс целиком замещается на натрий, емкость обмена существенно возрастает. Из этого следует, что едкий натрий, с одной стороны, диспергирует породу, открывая в ее частицах новые обменные позиции и заполняя их натрием, с другой стороны, активно разрушает кристаллическую решетку минералов. Едкий натрий также легко фильтровался через все исследованные породы. Наличие Al^{3+} и Si^{4-} в водной вытяжке указывает также на возможность образования из них будущего прочного цемента. В длительных опытах В.М.Павилонского [37] снижение $K_ф$ обнаружено при фильтрации слабой щелочи (0,4%), где решающее значение имела диспергация породы при изменении состава обменного комплекса на натриевый, а при фильтрации 4%-ного $NaOH$ произошло увеличение $K_ф$ в 30 раз. С течением времени он начал снижаться, хотя осталоя все же в 15 раз выше начального через 700 сут фильтрации. При длительном воздействии 10%-ного $NaOH$ происходит упрочнение скелета породы, сцепление возрастает с 0,045 до 0,1 МПа, а угол внутреннего трения увеличивается с 21 до 44^0 [16]. Изменения, производимые в грунте концентрированным едким натрием, приводят к укреплению грунта, что послужило обоснованием нового метода технической мелиорации грунтов [14]. В результате применения этого метода увеличивается содержание частиц песчаной фракции. Породы из пластичных переходят в твердоподобные, при сдвиге характерен тип деформации "хрупкий срез", прочность увеличивается в десятки раз, исчезают просадочные свойства, причем эти изменения необратимы после отмывки породы от щелочи.

Действие солей на растворопроницаемость исследовалось С.С.Морозовым на примере нитратов натрия, стронция, алюминия. Обнаружена замена катионов обменного комплекса на соответствующий фильтрующийся катион. Емкость обмена пород, перешедших в Na -формы, почти не изменилась, стронций и алюминий снижают ее до двукратного размера. При этом резко возрастает количество полуторных подвижных окислов. При фильтрации нитрата алюминия активно разрушается карбонатный цемент. Почти все взятые растворы не фильтруются в течение 10-12 дней через практически все исследованные породы, при этом отмечено осмотическое набухание грунтов. Исследование Н.П.Скворцовым [47] процесса фильтрации хлоридов Ca, Na в концентрации 150 г/л через монтмориллонит и каолинит показало увеличение $K_ф$ у монтмориллонита в 10 раз, у каолинита в 3 раза, что объясняется сжатием диффузного слоя в электролите. Увеличение температуры до 90°С усилило эту тенденцию: $K_ф$ увеличился в каолине в 7 раз, в монтмориллоните - в 30 раз. Совместное действие температуры и повышенной концентрации привело к уменьшению количества рыхлосвязанной воды и коагуляции глинистых частиц, при этом монтмориллонит оказался более восприимчивым к этим воздействиям, как обладающий более высокой гидрофильностью.

Следовательно, действие слабых и нейтральных растворов электролитов на породу ограничивается такими физико-химическими процессами, как изменение состава обменных катионов, сжатие гидратных оболочек, изменение коллоидной структуры. Под действием концентрированных растворов происходит глубокая деградация глинистых минералов, распад их решетки, разрушение карбонатного цемента и постепенная замена его на алюмокремниевый цемент.

На уровне образования единичных контактов этот вопрос исследован в работах [19, 36], где показан скачкообразный переход в золях кремнезема и алюмокремнезема от слабого коагуляционного контакта с прочностью $\leqslant 10^{-2}$ дин к прочному фазовому контакту - 10^{-1} дин. После возникновения зародыша контакта, первичного конденсационного мостика между близко сошедшимися частицами, происходит дальнейшее увеличение прочности в стадии роста фазового контакта.

Очевидно, что подобная тенденция процесса образования цемента и фазового контакта свойственна не только глинистым породам, которые подвергаются длительному воздействию промышленных отходов. Аналогичный по своему характеру процесс должен происходить на больших глубинах при литификации глинистых пород, в кото-

рой активное участие принимают компоненты поровых растворов и повышенные температуры.

Уплотнение и погружение

Уплотнение глинистых пород происходит самопроизвольно в молодых рыхлых осадках при обезвоживании породы под массой возводимых сооружений и вышележащих пород.

Во время консолидации, т.е. постепенного наступления в системе вода-порода равновесия с приложенной нагрузкой, происходит уменьшение пористости, изменение характера порового пространства и отток лишней воды. Зависимость таких последовательно достигнутых равновесных состояний, выражаемых влажностью, коэффициентом пористости или относительной деформацией от величины приложенной нагрузки, изображается компрессионной кривой. Скорость приближения к пределу уплотнения характеризуется сжимаемостью. При малых нагрузках все водонасыщенные рыхлые глинистые породы обладают бо́льшей сжимаемостью, чем плотные при больших нагрузках. Более гидрофильные породы (монтмориллонитовые) обладают бо́льшей сжимаемостью, чем малогидрофильные (каолинитовые, гидрослюдистые) породы, причем первые более восприимчивы к изменениям обстановки. Их сжимаемость сильно зависит от состава обменных катионов, от концентрации раствора - в концентрированном растворе сжимаются гидратные оболочки, частицы подвергаются агрегации - коагуляции и порода оказывается более плотной и менее сжимаемой. У каолинита восприимчивость к этим факторам проявляется с меньшей силой, чем у монтмориллонита [34, 37].

Большое влияние на компрессионные свойства пород оказывают природные структурные связи, поэтому в структурированных породах при начальных ступенях нагрузок наблюдается пологий участок на компрессионной кривой или они имеют очень слабый наклон (рис.6). По мере уплотнения глинистая порода приобретает прочность.

Как показали исследования Р.И.Злочевской и В.А.Королева (1977), уплотняемость глин под разной нагрузкой увеличивается с ростом температуры. Наибольшие температурные деформации происходят при давлениях, меньших 1-3 МПа, и при влажности больше W_p . При бо́льших нагрузках и меньших влажностях температурное влияние уменьшается до единиц процентов. Температурный фактор также сильнее действует на более гидрофильные породы и меньше - на слабогидрофильные.

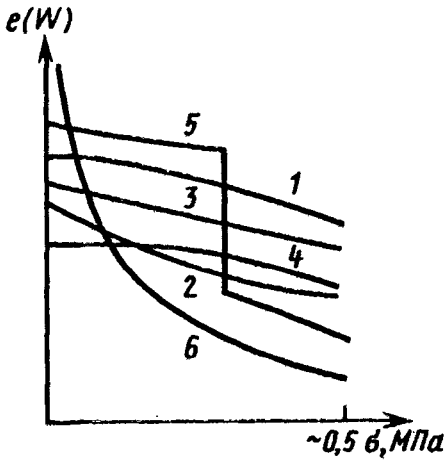


Рис.6. Основные типы компрессионных кривых при небольших нагрузках

I - выпуклая; 2 - прямая; 3 - вогнутая; 4 - с горизонтальным участком; 5 - с просадкой; 6 - логарифмическая для нарушенного образца

При небольших уплотнениях слабых водонасыщенных грунтов при снижении их коэффициента пористости от I,5 до 0,5 коэффициент фильтрации падает на порядок на каждые 0,2 единицы коэффициента пористости, сохраняя в этом диапазоне пористости логарифмический закон изменения $K_ф$ [I] . Исследования лессовидных суглинков нарушенного сложения, т.е. после утраты ими макропористости, показали логарифмическую зависимость $K_ф$ от нагрузки, причем $K_ф$ снизился на три порядка при увеличении нагрузки до 0,I5 МПа. При бо́льших нагрузках логарифмический закон нарушается [3I] .

Зависимость водопроницаемости мономинеральных глин от степени уплотнения, исследованная в большом диапазоне нагрузок, приведена на рис.7 [I2]. Зависимость от влажности для натриевых форм глин имеет перегиб при влажности текучести, т.е. при переходе глины из текучего в пластичное состояние $K_ф$ изменяется гораздо резче, что связано с изменением структуры глин. Общая тенденция изменения $K_ф$ при пластичном состоянии глины выражается логарифмической зависимостью от влажности с более крутым наклоном, чем в текучем (скрытотекучем) состоянии.В пластичном состоянии от верхней границы пластичности до нижней значение $K_ф$ *Ca*-асканге́ля падает на полтора порядка, *Na*-каолина на два порядка и *Na*-асканге́ля на три порядка. Эти результаты получены в процессе компрессионных испытаний глин по наблюдениям за скоростью оттока при консолидации. Задача решена из предположения, что в первое время после приложения нагрузки она вся передается на воду, а отток происходит в одну сторону [I2] .

Сравнение значений $K_ф$ для разных глин при различном их уплотнении и влажности целесообразно при одинаковых характеристических влажностях, когда сопоставимы энергетические уровни связи воды с минеральной поверхностью. На основании этих данных можно заключить , что изменение степени уплотнения оказывается таким

же мощным фактором, влияющим на $K_ф$, как и минеральный состав глин.

Исследование фильтрации под действием гидростатического напора через разноуплотненный каолинит показало, что $K_ф$ не так резко снижается, как при компрессионных испытаниях [3], что объяснимо структурно-текстурными перестройками во время фильтрации. Если при уплотнении под нагрузками частички каолинита ориентируются нормально к ним, то при фильтрации под напором происходит разработка путей фильтрации и относительное увеличение $K_ф$.

При достаточно большом гидростатическом напоре давление воды работает так же, как нагрузка уплотнения. Экспериментальные исследования были проведены на монтмориллоните гумбрин (*Ca*-монтмориллонит), образцы которого испытывали давлением до 50 МПа. Нагрузка на другой образец создавалась переменным давлением поршня и постоянным гидростатическим давлением 3 МПа. Скорость оттока сначала была больше в образце с гидростатическим давлением, но после уплотнения и достижения $W = W_p$ стала одинаковой в обоих образцах. Этот результат можно объяснить образованием закрытой пористости в монтмориллоните за счет специфики его микроструктуры. После достижения определенной степени уплотнения вода в замкнутых порах плохо передает гидростатическое давление, но выжимается из породы вследствие переориентации частиц под давлением. Можно полагать, что в породах, обладающих закрытой пористостью, преобладает отжим, а не фильтрация под напором, и поровое давление развивается постепен-

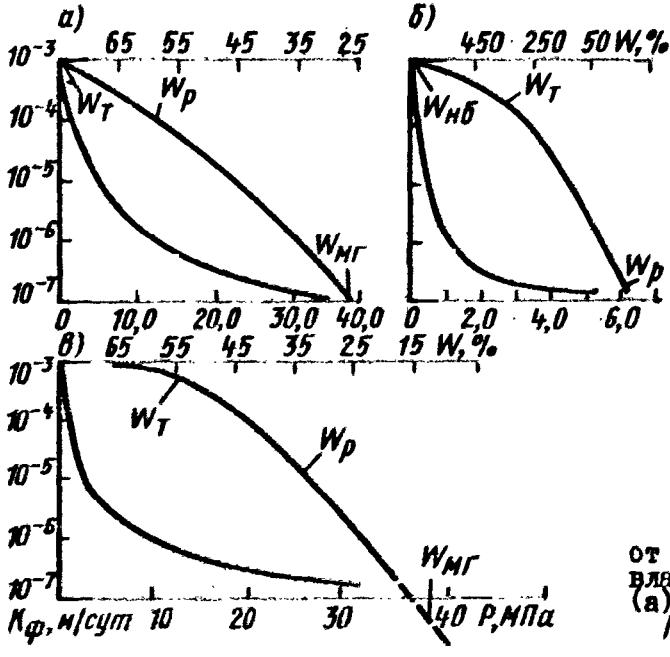


Рис.7. Зависимость $K_ф$ от нагрузки уплотнения и влажности *Ca*-аскангеля (а), *Na*-аскангеля (б), *Na*-каолина (в) [14]

но в результате переориентировки частиц, что возможно, если с самого начала приложения нагрузки большую ее часть воспримет скелет породы, а не водные оболочки.

Целый ряд экспериментальных результатов по начальному градиенту, где его величину определяют в 100 и более единиц, можно объяснить образованием закрытой пористости при уплотнении пород.

Перепад гидростатического напора имеет двоякую функцию, и, действуя как уплотняющая нагрузка, он одновременно развивает сдвигающие усилия, переориентируя частицы и разрабатывая пути фильтрации. Образцы монтмориллонитовой глины подвергались испытанию большими гидростатическими давлениями при постепенном повышении ступеней давления. Уплотнение образцов сначала шло так же, как и под поршневой нагрузкой, но при 10-30 МПа наступал прорыв образцов[58].

Глинистые породы над нефтяными и газовыми месторождениями выполняют роль непроницаемых покрышек. Наилучшими экранирующими свойствами отличаются монтмориллонитовые глины, встречающиеся в мощных осадочных толщах до глубин 3000 м и более. В Азербайджане и в Фергане монтмориллонит встречен на глубинах 5 000-6 000 м. При исследовании глинистых покрышек в нефтяной геологии определяют давление и время прорыва газа для прогнозирования устойчивости непроницаемой покрышки. При этом установлено, что чем меньше проницаемость покрышки, тем больше давление прорыва. Наблюдения в процессе эксплуатации месторождения показывают, что глинистая покрышка мощностью несколько сот метров может быть прорвана нефтью при пластовом давлении ≈ 100 кгс/см^2. Начальная проницаемость пород при этом составляет ориентировочно $3 \cdot 10^{-5}$ мД ($3 \cdot 10^{-8}$ мкм^2). Если диаметр поровых каналов, участвующих в прорыве, составляет 0,25-0,01 мкм, а проницаемость образцов меняется в диапазоне от $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ ($1{,}5 \cdot 10^{-6}$ мкм^2) до $3 \cdot 10^{-7}$ мД ($3 \cdot 10^{-10}$ мкм^2), то давление прорыва изменяется от 8 до 60 кгс/см^2 (Ханин А.А., 1968, 1973).

С глубиной погружения слоев растет уплотнение пород, усиленное действием повышенной температуры, т.е. растет фактор, снижающий K_ϕ. Вместе с тем температура снижает вязкость воды, делает ее более подвижной; часть воды из связанной переходит в свободную, следовательно, с глубиной растет также фактор, увеличивающий K_ϕ. Исследование суммарного эффекта от действия температуры и давления на фильтрационную проницаемость проведено на бентоните гумбрин (месторождение Гумбри). Через все образцы

фильтровали воду под одинаковым напором; образцы подвергались последовательно различным ступеням нагрузки, но одни - в условиях нормальной температуры, другие - при повышенных температурах. Наблюдали за скоростью оттока воды. Было получено, что уплотнение при повышенных температурах приводит лишь к замедлению темпа снижения $K_ф$, однако общая тенденция к уменьшению водопроницаемости пород в результате уплотнения сохраняется [7].

Компрессионные свойства пород складываются из уплотнения при нагружении и из разуплотнения при снятии нагрузки и характеризуются двумя ветвями компрессионой кривой. Теория фильтрационной консолидации применительно к уплотняющейся породе оправедлива лишь в начальный период - при первой ступени нагрузки, прикладываемой к слабому водонасыщенному грунту, при этом в соответствии с теорией основная нагрузка воспринимается пленками связанной воды, и возникает поровое давление. Но уже во время уплотнения при первой ступени нагрузки в породе начинают формироваться природные связи, которые мешают уплотнению при следующих нагрузках. По этой причине многие породы в естественном сложении остаются недоуплотненными, например лессовые. Формирование отруктурных связей определяет характерные формы компресионных кривых, имеющих вид, близкий к прямой с малым наклоном либо с горизонтальным участком, либо с резким изломом, характеризующим просадку пород (см.рис.6). Если такие породы подвергнуть дополнительному уплотнению, разрушающему природные отруктурные связи, то после онятия нагрузки начинается овободное набухание, в результате чего глинистые породы разуплотняются, но приобретают коэффициент пористости ниже начального (Сергеев Е.М. и др.,1971;Ломтадзе В.Д.,1970). Переуплотненные породы, такие как моренные глины, испытавшие нагрузку ледника, или более древние погруженные породы после испытаний на уплотнение, что также ведет к ослаблению структурных связей, в процессе свободного набухания разуплотняются и коэффициент пористости увеличивается. Слабые водонасыщенные породы в результате уплотнения и последующего разуплотнения восстанавливают лишь упругие деформации, а остаточные деформации, обусловленные переориентацией частиц и агрегатов и образованием структурных связей, не восстанавливаются. Большое значение при деформации глинистых пород под нагрузкой имеют реологические свойства - течение, ползучесть глинистого материала, развивающиеся оо временем [29] . Как при сжатии, так и при сдвиге проявляются сходные деформации ползучести, которые

происходят в три стадии [54]: I) в стадии затухающей ползучести происходит уменьшение объема породы за счет закрытия микротрещин, 2) в стадии вязко-пластичного течения при практически неизменном объеме происходит перестройка структуры, агрегаты и частички выстраиваются по направлению действующих усилий, образуя локальные микросдвиги, 3) в стадии прогрессирующего течения происходит увеличение объема за счет образования дефектов структуры и новых микротрещин, заканчивающееся хрупким разрушением или вязким течением (выпор грунтов из-под сооружений).

При небольших нагрузках ползучесть затухающая, но при нагрузках, превышающих некоторую величину, характеризующую предел прочности, она становится незатухающей, происходит разрыв и разуплотнение породы.

В региональном масштабе подобные деформации могут быть вызваны смещением скальных оснований при тектонических процессах, распространением упругих волн землетрясений, а также прорывом флюидов в глинистую толщу.

По мере погружения пород на глубину формируется вертикальная зональность глинистых пород за счет их литификации. З.А.Кривошеева, Р.И.Злочевская и др. [33] считают, что причиной этой зональности является характер дегидратации глинистых пород, из которых последовательно удаляются различные категории связанной воды при увеличении температуры и давления. Объектами исследований явились молодые подвижные Северо-Крымский и Западно-Кубанский прогибы, в которых продолжительность процессов катагенеза составляет 25 млн.лет, а также центральная часть Московской синеклизы, отличающаяся спокойным тектоническим режимом в течение 200-250 млн.лет и завершенностью процессов катагенеза. Вся толща пород в зонах диагенеза и катагенеза независимо от их состава была разбита на четыре интервала, каждый из которых начинается более интенсивным удалением воды, сменяющимся замедлением или полным прекращением водоотдачи. В зоне диагенеза значительное падение влажности глин происходит в интервале глубин до I0 м: в гидрослюдисто-каолинитовых примерно до 20%, а с примесью монтмориллонита до 28%, достигает влажности W_p и сохраняет ее на этом уровне до 300 м, где и проводится граница первого выделенного интервала. Замедление темпа уплотнения связано с характером компрессионного уплотнения, происходящего под нагрузкой вышележащих пород и замедляющегося по достижении нагрузки в I-2 МПа. Другой причиной замедления уп-

лотнения может быть противодавление поровых вод, не успевающих оттечь при быстрой скорости погружения слоев, а также процессы упрочнения пород. В глинистой толще пород Бакинского архипелага, прослеженной до глубины 1250 м [18], граница диагенеза - раннего катагенеза также проведена на глубине $\approx$ 300 м при сопоставлении ряда свойств пород, в том числе естественной влажности в сравнении с пределами пластичности, степенью ориентации глинистых частиц, прочностью и анизотропией физико-механических свойств.

Во втором интервале [33], соответствующем зоне раннего катагенеза, влажность снижается до $W_{МГ}$. На глубинах $\approx$ 500 м глины как монтмориллонитового, так и гидрослюдисто-каолинитового состава приобретают почти сходную влажность и сохраняют таковую примерно до глубины 1100 м. Характер дегидратации глин в этом интервале определяется повышением температуры до 40°С. Отжатые поровые воды, перешедшие в свободное состояние, содержат пониженное количество растворимых солей, которые остаются в породе, осаждаются в виде твердого осадка и образуют цементационные связи между частицами. Происходит упрочнение пород.

В третьем интервале, верхняя граница которого соответствует изотерме 60-70°С, в зоне среднего катагенеза на глубинах 1300-2500 м большая часть связанной воды удаляется и влажность доходит до 4%.

Толщи пород, находящиеся на разных стадиях катагенеза, разграничиваются горизонтами с резко измененным строением и физико-механическими свойствами, носящими аномальный характер. Показатели свойств, обычно уменьшающиеся с глубиной, в пределах этих горизонтов скачкообразно возрастают, а увеличивающиеся, наоборот, резко падают. В аномальных горизонтах обычно ухудшается ориентированность частиц, увеличивается пористость, снижаются водоустойчивость и прочность. Между подзонами раннего и среднего катагенеза аномальный слой связан с изотермой 60-65°С, а среднего и позднего 85-90°С. Возникновение пограничных аномальных зон объясняется затрудненностью оттока воды при улучшении условий уплотнения.

Происходящие в различных подзонах катагенеза процессы увязываются с закономерностями дегидратации глин и последовательностью удаления воды, удерживаемой осмотическими силами до W_p (диагенез), затем части адсорбционносвязанной воды - до $W_{МГ}$ (ранний катагенез), в дальнейшем - влаги почти вплоть до условного монослоя (средний катагенез) и на заключительном этапе - наиболее

прочно удерживаемой воды, гидратирующей в основном ионы Na^+. При переходе в подзону позднего катагенеза (> 2900 м) глины переходят в аргиллиты, влажность их не превышает 2-3%, чему способствует также растворение глинистых минералов по типу активации поверхности с образованием прочных фазовых контактов, причем вновь образовавшиеся связи носят кристаллизационный характер.

Уплотнение глинистых пород с глубиной при отсутствии нефтегазовых месторождений, в бассейнах с медленным погружением слоев характеризуется законом "нормального уплотнения", где по Магара [25] пористость на глубине H выражается формулой

$$n = n_0 e^{-cH},$$

где c - константа, а за n_0 принимается пористость пород на глубине, с которой начинает действовать закон "нормального уплотнения", т.е. с глубины $\approx$ 400 м. Следовательно, пористость уменьшается с глубиной по закону логарифма.

Над кровлей нефтегазовых месторождений, расположенной на разной глубине, залегает мощная толща перекрывающих глин, резко разуплотненных, что является одним из поисковых критериев на нефть и газ [17, 20, 25, 28] . Разуплотнение глинистых пород начинается на глубине 2200-4000 м, притом переход от "нормально" уплотненных пород к разуплотненным совершается в интервале нескольких метров. Глинистые породы нефтегазовых покрышек сохранили пластичность, включают прослои аргиллитов, алевролитов, песчаников; в них нередко обнаруживается присутствие до 15% набухающего монтмориллонита. По мере приближения к кровле коллекторов нефти и газа повышается битумонасыщенность.

Основной причиной разуплотнения глинистых пород И.Д.Зхус и В.В.Бахтин [17] считают проникновение в глинистую толщу газа и пластовых вод из нижележащей залежи, где флюиды обладают высоким пластовым давлением. Помимо этой причины Магара [25] рассматривает и оценивает целый ряд других причин, приводящих к разуплотнению и повышению в глинах порового давления. Он считает, что высокое поровое давление вызвано замедленным оттоком отжимаемых вод. Молодой возраст глубокозалегающих слоев, быстрое погружение, высокие скорости осадконакопления приводят к тому, что толща пород не успевает "нормально" уплотняться. Так, в Мексиканском бассейне толща 10 км накопилась всего за 60 млн. лет, кровля глинистой разуплотненной покрышки находится на глубине 2135 м. Для того, чтобы такая толща могла "нормально" уплотняться и достичь

равновесного уплотнения с учетом повышения температуры на 2° на каждые 100 м, коэффициент проницаемости с глубиной должен увеличиваться. Если же он уменьшается, то вода не успевает отжаться, и вероятность образования разуплотненной толщи повышается с глубиной. На условие оттока влияет также наличие дренирующих слоев, поэтому чем однороднее глинистая толща, тем больше условий возникновения аномально-высоких пластовых давлений (АВПД). В работе [20] отмечается, что на глубине в зоне весьма медленного водообмена движение вод практически отсутствует несмотря на наличие проницаемых слоев, поскольку нет перепада напоров в отдельных слоях. Другой возможной и немаловажной причиной появления аномально-высоких пластовых давлений Магара считает акватермальный эффект, заключающийся в давлении, развиваемом водой при расширении от воздействия высокой температуры в закрытых условиях (в отсутствие дрен). Дегидратация монтмориллонита и освобождение при этом большого количества воды, повышающей поровое давление, тоже может оказаться причиной возникновения АВПД. Внедрение флюидов под высоким давлением в толщу глинистых пород Магара также считает доказанной причиной возникновения АВПД.

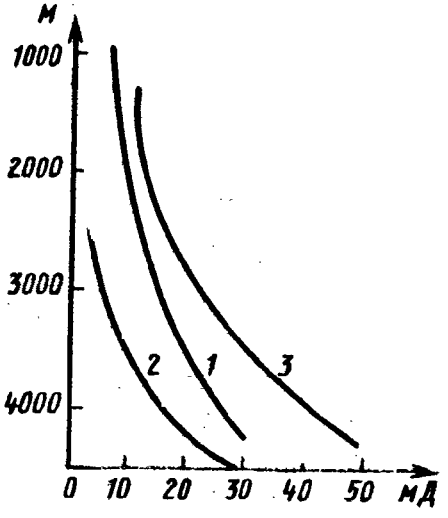


Рис.8. Изменение трещинной проницаемости глинистых покрышек в Прикуринской низменности (1) и на месторождении ЧИАССР нижнего(2) и верхнего (3) Майкопа [20]

Таким образом, разуплотнение глин, начинающееся за тысячи метров над кровлей нефтегазовых месторождений при затрудненном оттоке воды, высоком поровом давлении (> 1,3 от гидростатического), способствует формированию и сохранности месторождения. Над глинистой покрышкой находится практически непроницаемый барьер глинистых пород, в зоне покрышки глины резко разуплотняются и в них создается подпор, усиленный внедряющимся снизу флюидом. Литификация пород в зоне покрышек, высокие тектонические напряжения и большое горное давление приводят к образованию трещиноватости пород, которая возрастает от кровли к подошве покрышки (рис.8).

На больших глубинах заканчивается изолирующая функция глинистых пород. Полностью изменяются их облик и свойства, проницаемость пород обусловлена трещиноватостью, функция литифицированных глин меняется. Они слагают "открытую" границу для обмена веществом нижележащей залежи с толщей осадочных пород и проводят проникающие сюда флюиды, формирующие обширные ореолы внедрения, распространяющиеся на тысячи метров выше кровли нефтегазового коллектора.

Влагоперенос в зоне аэрации

Зона аэрации занимает пограничное положение между атмосферой и литосферой. Геотехногенные процессы, активно проходящие в ней, во многом определяются взаимодействием этих двух оболочек Земли. Эта зона занимает всего лишь несколько метров (реже - десятков метров) от поверхности в глубину, но характер движения влаги в ней резко отличен от такового в других зонах, поскольку сочетание действующих здесь факторов уникально.

Режим влажности и закономерности передвижения влаги в зоне аэрации непосредственно связаны с различными видами воды в глинистой породе, выделенные в разделе "Связанная вода и характеристические влажности" в виде пяти категорий, границами которых служат характеристические влажности: влажность набухания, влажность верхнего предела пластичности, влажность нижнего предела пластичности, максимальная молекулярная влагоемкоть, максимальная гигроскопичность и гигроскопическая влажность. Границы выделенных категорий проявляются на кривой потенциала влажности в виде перегибов (см. рис.I).

В диапазоне влажности от влажности набухания до влажности верхнего предела пластичности глинистая порода полностью водонасыщена, капиллярный потенциал здесь имеет весьма малую величину (< 0,001 МПа), влага в породе иммобилизована в рыхлой коллоидной структуре и удерживается в порах при нагрузках уплотнения до 0,2 МПа (компрессионные кривые), это значит, что если приложить давление только к воде, например вакуумное разрежение, то достаточно 0,001 МПа для установления равновесия в системе вода-порода, но если воду отжимать нагрузкой уплотнения, то структурные кол-

лоидные связи выдержат давление до 0,2 МПа. Следовательно, перераспределение влаги будет определяться прочностью связей в рыхлой коллоидной системе, которое принято характеризовать величиной расклинивающего давления в пленке, равновесное с той нагрузкой уплотнения, при которой отток воды не происходит. Такой вид перемещения влаги можно наблюдать при разуплотнении водонасыщенных пород при снятии с них нагрузки, которое он имеет в механике грунтов при строительстве на слабых основаниях и характерен также при разработке бентонитовых месторождений. Закон Дарси для такого движения влаги в водонасыщенной породе можно записать

$$V = K_{\phi}\, grad \Delta P ,$$

где недоуплотненность $\Delta P = P - P_0$; P - действующая нагрузка уплотнения на породу; P_0 - равновесная нагрузка уплотнения, которую можно определить по компрессионной кривой для данной влажности породы и выразить в единицах напора водяного столба.

В диапазоне влажности от верхнего до нижнего предела пластичности в мелиоративной гидрогеологии для описания процесса влагопереноса в этой области широко пользуются уравнением Дарси-Клюта

$$V = K_{H}\left(\frac{d\psi}{dz} - 1\right) ,$$

где K_H - коэффициент влагопереноса в ненасыщенных породах, зависящий от влажности и равный K_{ϕ} при полном насыщении; ψ - капиллярный потенциал влаги, характеризующий ту долю общего потенциала влажности, которая определяется действием капиллярных менисков. Как показывает обширная практика, применение этого уравнения вполне оправдано для песков и легких глинистых пород с относительно прочной структурой порового пространства, обладающих слабой способностью к набуханию. В пределах влажностей от W_T до W_p в толще пород распространена зона капиллярной каймы. Как показывают исследования Р.И.Злочевской и В.И.Дивисиловой (1972), даже в мономинеральных каолинитовых и монтмориллонитовых глинах на долю капиллярной влаги приходится 50-60% всей влаги в этой области, а осмотически впитанная влага составляет 20-30%. Однако набухание пород, сопровождающее процесс влагопереноса в набухающих породах, сильно влияет на перераспределение влаги в зоне капиллярной каймы. Учесть этот фактор можно введением градиента недоуплотненности в уравнение Дарси-Клюта

$$V = K_{H}\left(\frac{d\psi}{dz} + \frac{d\Delta P}{dz} - 1\right).$$

Единица в сумме градиентов учитывает силу гравитации, действующую на воду, и может быть опущена при горизонтальном влагопереносе (Пашковский И.С., 1974).

Зависимость коэффициента влагопереноса от влажности в капиллярной зоне, за границу которой С.Ф.Аверьяновым (1949) принят диапазон влажностей от полного насыщения $W_п$ до $W_{нмв}$, хорошо аппроксимируется уравнением

$$K_н = K_ф \bar{W}^n ,$$

где $\bar{W}=(W_п-W)/(W_п-W_{нмв})$. Показатель степени n принимается в пределах от 3 до 6, и $K_н$ падает примерно на 1,5-2 порядка в пределах капиллярно-осмотической области влажности [9, 59]. Влажность от $W_р$ до $W_{нмв}$ - влажность разрыва капиллярной связи - отличается тем, что доля осмотической влаги здесь сведена к минимуму, а уплотнение пород под действием внешней нагрузки уплотнения мало сказывается на перераспределении влаги, поскольку залегающие близко к поверхности маловлажные породы не слишком реагируют на ее изменения, тем более, что здесь появляются силы другого происхождения, уплотняющие породу. Это стягивающи силы капиллярных менисков (Соколов В.Н., Осипов В.И., 1977), приводящие к сближению частиц, между которыми увеличивается кривизна мениска, стягиванию устьев пор, к появлению трещин усадки, причем трещины и деформации усадки проявляются особенно хорошо в наиболее гидрофильных породах, а влажность предельной усадки обычно немного ниже $W_{нмв}$. Как показывают исследования В.Н.Соколова и В.И.Осипова, развитие капиллярных сил начинается при $W_р$, достигает максимума (0,4 МПа для гидрослюды) при $W_{нмв}$ и возвращается в нуль при влажности, немного большей $W_{нг}$. При влажности $W_{нмв}-W_р$ практически вся прочность породы (напряжение сдвига) обусловлена капиллярными силами. Капиллярное давление, которое развивают мениски при $W_{нмв}$, равносильно нагрузке при погружении на глубину 4-5 м при полном водонасыщении и с учетом взвешивающего давления воды вышележащей толщи. Стягивающие капиллярные силы в диапазоне от $W_р$ до $W_{нмв}$ линейно увеличиваются от 0 до 0,4 МПа на 10% влажности, т.е. по 0,04 МПа на каждый процент приращения влажности. Для определения стягивающих капиллярных сил применялся способ обработки кривой зависимости предельного напряжения сдвига от влажности. Процесс усадки, развивающийся в этом диапазоне, должен способствовать усилению водоотдачи из породы, что соответст-

вует выполаживанию кривой потенциала на этом этапе обезвоживания, т.е. незначительное изменение потенциала приводит к существенному снижению влажности.

Ниже $W_{ммв}$ сплошность водной среды в порах разорвана и поэтому пленки воды не передают гидростатический напор. Здесь еще продолжают проявляться остаточные деформации усадки, а перераспределение влажности происходит под влиянием градиента влажности путем пленочного перетекания от толстых пленок к тонким. Это диапазон потенциала влажности от 0,2 до 3 МПа, для которого нет надежных способов определения потенциала в единицах давления. Чаще всего на этом участке потенциал влаги интерполируют или же измеряют градиент влажности (размерность $см^{-1}$), а в качестве коэффициента влагопереноса определяют коэффициент диффузивности влаги в $см^2/с$ (Ершов Э.Д., Чеверев В.Г., 1974).

Ниже влажности $W_{мг}$, т.е. в самой верхней части зоны аэрации, термодинамика режима влажности такова, что влажность породы находится в зависимости от влажности воздуха, потенциал почвенной влаги равен потенциалу влаги в воздухе и выражается через относительное давление паров в атмосфере:

$$P = \frac{RT\rho}{M} \ln P_п / P_S \quad ,$$

где R - газовая постоянная; T - температура; ρ - плотность воды; M - ее мольный объем; $P_п / P_S$ - относительное давление водяных паров в атмосфере. Из приведенного уравнения рассчитывается потенциал почвенной влаги:

$P_п / P_S$	0,20	0,44	0,63	0,75	0,86	0,98;
P, МПа	229,0	117,5	63,5	38,0	22,4	3,16.

Потенциал почвенной влаги при влажности $< W_{мг}$ надежно определяется по изотерме адсорбции водяных паров.

В процессе высыхания и увлажнения почв и грунтов зоны аэрации представляет интерес положение поверхности испарения, что важно, в частности, как для решения вопросов баланса влаги в зоне аэрации, так и для установления закономерностей засоления. Из общих соображений следует, что пароперенос начинается при влажности пород, равновесной с относительным давлением пара, меньшим единицы, т.е. $< W_{мг}$. При этом поток влаги раздваивается, часть его идет по жидкой пленке, часть переносится паром. Перенос влаги паром осуществляется диффузией в результате действия градиента потенциала пароперенoса, каковым является градиент концентрации (плотности) пара.

При определенных условиях диффузный поток может быть усложнен также конвективным потоком паровоздушной смеси (стефановский поток), а также эффузией, или кнудсеновским течением, обусловленным соударениями о стенки микрокапилляров. Взаимоотношение этих потоков о диффузией рассмотрено А.В.Лыковым (1968, 1972).

Конвективный перенос пара возникает при определенном соотношении плотностей парогазовой смеси, и если диффузионный перенос пара принять за 1, то доля конвективного переноса составляет $1/(1-C)$, где C - относительная концентрация пара во влажном воздухе, которая в нормальных условиях составляет сотые доли процента от концентрации влажного воздуха и не сильно изменяется в пределах 10-20°С, в которых обычно происходят колебания температуры породы во время летних наблюдений. Из этого следует, что доля конвективного стефановского потока ничтожна и ею можно пренебречь при расчетах влагопереноса в процессе высыхания пород зоны аэрации.

Кнудсеновское течение, или эффузия, возникает в том случае, если длина свободного пробега молекулы газа соизмерима с радиусом капилляра. Для пара длина свободного пробега при нормальном давлении и $t = 15^{\circ}C$ равна $0{,}42 \cdot 10^{-5}$, а для воздуха - $0{,}64 \cdot 10^{-5}$ см. Таким образом, при радиусе капиллярных пор ниже 10^{-5} см следует учитывать и кнудсеновский поток.

Соотношение жидкого и парообразного механизма влагопереноса было исследовано на супесчаной почве Подмосковья в 30-сантиметровых колонках, заполненных монолитами с глубины 30-60 см. Образцы высушивались в поле при естественном режиме сушки через верхнее открытое сечение. Исходная влажность сохнущих образцов соответствовала состоянию породы, равновесной с насыщенными парами.

Средний радиус пор определялся нагнетанием воздуха через зонд, обеспечивающий плотный контакт с породой (Буряков В.Я., Малоземов А.В., Никитин Р.М., 1975). Образцы опробовались послойно с интервалом 2 см. Минимальная воздухопроницаемость в наиболее влажных слоях - 0,7 Д (0,7 мкм^2), а в более сухих слоях она гораздо выше. Такой воздухопроницаемости соответствует средний радиус пор $> 10^{-4}$ см, что позволяет пренебречь кнудсеновским потоком. В связи с этим для ориентировочной оценки диффузионного потока пара в почве можно использовать коэффициент свободной диффузии пара в воздухе с поправкой на пористость, занятую скелетом породы и влагой.

По смещению профиля влажности во времени в неразрезанных на слои образцах можно рассчитать суммарный расход жидкости и пара в каждом элементарном слое, а также по закону Фика плотность потока парообразной влаги отдельно, учитывая все допущения и принимая коэффициент свободной диффузии пара 0,25 $см^2/с$.

Для определения градиента концентрации пара в каждом сечении использовалась изотерма адсорбции пара (ветвь десорбции) как тарировочная кривая (рис.9).

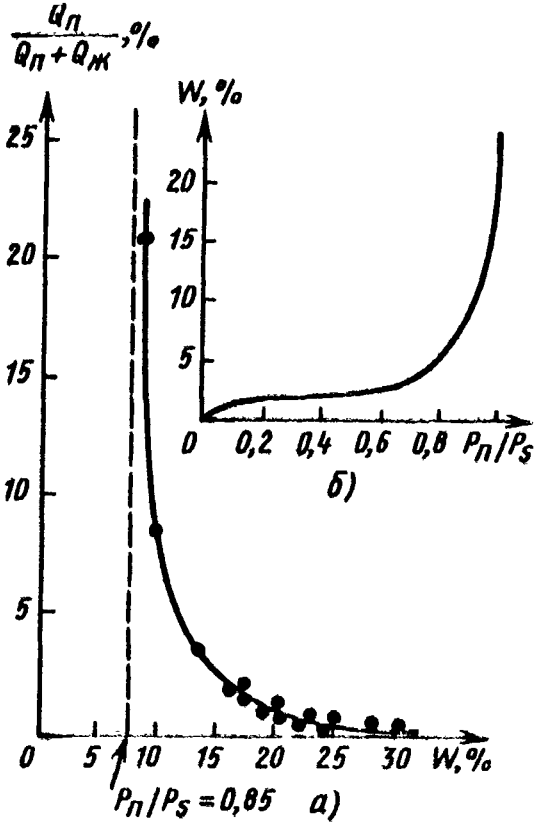


Рис.9. Изменение отношения расхода пара $Q_п$ ко всему расходу влаги $(Q_п + Q_ж)$ в зависимости от влажности (а) и изотерма адсорбции водяных паров (б)

Экспериментальными исследованиями и расчетами установлено, что пароперенос начинает проявляться при влажности породы, равновесной с относительным давлением паров, близким к I ($P_п/P_S \approx \approx$ I), т.е. при влажности, близкой к максимальной гигроскопичности, но доля паропереноса при этом исчезающе мала и составляет сотые или десятые доли процента от суммарного влагопереноса. При $P_п/P_S$ = 0,8 доля паропереноса составляет уже несколько процентов, и при дальнейшем уменьшении влажности она возрастает по гиперболе (см. рис.9). Влажность, равновесную с $P_п/P_S$ = 0,85, можно принять за границу смешанного влагопереноса и считать, что при $P_п/P_S$ меньше 0,85 существует область единственного механизма движения влаги - паропереноса.

Многими экспериментальными исследованиями изотерм адсорбции воды на глинистых

минералах и породах установлено, что в области $P_п/P_S$ = 0,65÷0,8 при адсорбции начинается капиллярная конденсация, а при десорбции заканчивается уход последних капиллярных манжет с контактов частиц (Красильников К.Г., Скоблинская Н.Н., 1972; Танкаева Л.К.,1980). Влажность в этой области в среднем составляет 1/2-2/3 от величины максимальной гигроскопичности. В районах с достаточным увлажнением влажность поверхностного слоя редко достигает такой малой величины и поэтому поверхность испарения соответствует дневной поверхности пород. Накопление солей при высыхании пород в летнее время следует ожидать только в самом приповерхностном слое. Для засушливых районов, однако, влажность верхних горизонтов почв и пород может оказаться существенно малой, тогда поверхность испарения отодвинется на некоторую глубину, где относительное давление паров в порах 0,8-0,85 и влажность составляет 1/2-2/3 величины $W_{МГ}$. Слой с такой влажностью меняет свое положение в зависимости от погоды и времени суток. Во всем интервале глубин, в котором перемещается эта граница влажности, будет происходить накопление солей, что вызывает необходимость учета паропереноса в общем балансе влаги для засушливых районов. Если экспериментально установлена зависимость влажности породы от относительного давления паров и известен конкретный профиль влажности, то скорость пароперепоса можно рассчитать по формуле

$$V = D_п \, grad \, P_п/P_S \ ,$$

где $D_п$ - коэффициент свободной диффузии пара.

Равновесный профиль влажности в зоне аэрации в неуплотняющихся породах с жестким скелетом (в песках) имеет вид, соответствующий зависимости потенциала влажности от влажности и хорошо известен по распределению влаги в высокой колонне при определении характеристических влажностей по А.В.Лебедеву. В глинистых уплотняющихся породах равновесный профиль влажности зависит также от достигнутых равновесных состояний уплотнения под массой вышележащих пород и в состоянии полного водонасыщения соответствовал бы некоторой компрессионной кривой, на которой, очевидно, был бы пологий участок, характеризующий влияние природных связей. Полная влагоемкость породы $W_п$ оказывается переменной по глубине и зависит от равновесной нагрузки уплотнения, перемещаясь по компрессионной кривой (рис.10). Если теперь допустить снижение уровня грунтовых вод ниже дневной поверхности, то верхняя часть профиля влажности начнет отклоняться влево под действием капиллярного

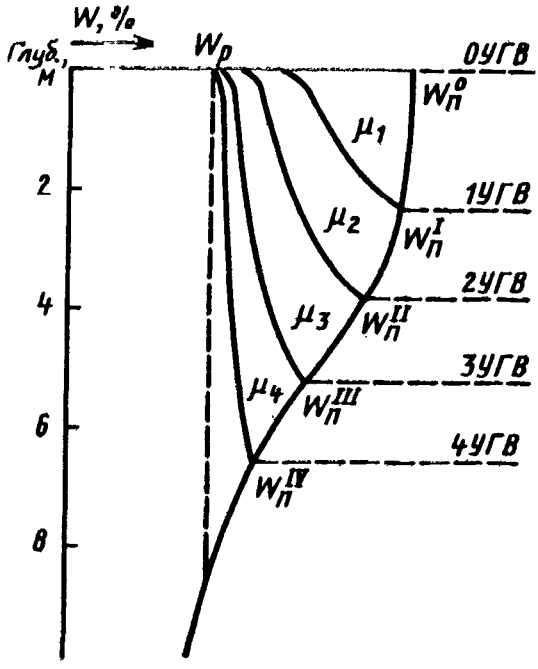


Рис.10. Равновесный профиль влажности в верхней толще глинистых пород при снижении уровня грунтовых вод

потенциала и в соответствии с его распределением по высоте (простой масштаб) с условием, что поверхность испарения не сдвинута вглубь. Площадки, последовательно отсекаемые равновесным профилем от предыдущего его положения, характеризуют водоотдачу при опускании уровня грунтовых вод. При глубоком залегании грунтовых вод равновесный профиль влажности спрямлен.

В схемах распределения влажности в зоне диагенеза [18, 33] изменение влажности в приповерхностном слое изображается резким ее увеличением в соответствии с компрессионной кривой для рыхлых неуплотненных молодых осадков (болота, лагуна). Вероятно, что представленный равновесный профиль влажности (см.рис.10) типичен для верхней зоны, сложенной глинистыми породами, и характерен для обширных регионов, где зона аэрации имеет хотя бы небольшую мощность. При большой зоне аэрации в районах с недостаточным увлажнением верхний почвенный слой пород должен характеризоваться еще более резким уменьшением влажности за счет испарения и смещения поверхности испарения вглубь, что приводит, как видно из проведенного анализа, к возникновению макропор и трещин усыхания, способствующих наиболее активному водообмену между атмосферными и подземными водами. На территориях с дефицитом влажности это проявляется в региональной разгрузке грунтовых вод испарением, влекущей за собой засоление верхней толщи и инверсию гидрохимической зональности подземных вод [30]. В то же время активное поступление солей в подземные воды происходит в наиболее влажный сезон, во время глубокого промачивания зоны аэрации [62, 67].

Инфильтрация в сухие породы зоны аэрации из каналов оросительных систем, водохранилищ, растворохранилищ характеризуется двумя стадиями (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972): I) промачивание зоны аэрации, 2) постепенный подъем уровня за счет дополнительного питания. Если величина питания меньше $K_ф$, то вторая стадия может не наступить. Анизотропия фильтрационных свойств пород должна учитываться при прогнозировании обеих стадий инфильтрации при дополнительном питании, поскольку в первой стадии фильтрация имеет преимущественно вертикальное направление, а во второй - горизонтальное. Породы зоны аэрации обладают в основном двумя типами анизотропии фильтрационных свойств. Первый тип - вертикальная макропористость, вызванная усадкой при переменном увлажнении - осушении, а также развитием корней растений, деятельностью землероев и почвообразованием. Этот тип анизотропии обеспечивает большую проницаемость в вертикальном направлении, характерен для моренных отложений, покровных суглинков, распространенных на водоразделах, и улучшает водообмен подземных вод с атмосферными водами. Второй тип - горизонтальная слоистость, увеличивающая проницаемость пород в горизонтальном направлении, свойственна водным отложениям и обеспечивает лучший водообмен подземных вод с поверхностными.

Водопроницаемость пород зоны аэрации переменна во времени. В начале фильтрации основной поток идет по крупным порам и трещинам, но в процессе повышения влажности породы исчезают трещины и макропоры усадки (залечиваются). При достаточно длительных наливах происходит снижение $K_ф$ и переход к установившемуся режиму [31, 63]. Изменение $K_ф$ во времени имеет немаловажное значение при прогнозировании работы гидротехнического сооружения, поскольку необходимо оценить утечки в первые сроки наполнения хранилища, канала, а также и в последующее время работы сооружения.

Роль глинистых пород в питании водоносных горизонтов рассмотрена на примере моренных суглинков "спорадически обводненной толщи", находящихся в единстве с нижележащим водоносным горизонтом [44]. Питание подземных вод через слабопроницаемые моренные суглинки осуществляется исключительно благодаря вертикальной направленности трещин и достаточно большой водоотдаче (3-5%), значительно большей, чем упругая водоотдача водоносных пород.

Глинистые породы зоны аэрации обеспечивают питание водоносных горизонтов и вместе с тем охрану их от загрязнения. Совмеще-

ние этих противоположных функций достигается тем, что проницаемость пород в процессе увлажнения - осушения резко меняется. При достаточно низком положении уровня грунтовых вод выше зоны капиллярной каймы породы обладают макропористостью, трещиноватостью, образовавшимися в результате усыхания, растрескивания, усадки, а также деятельности растений и живых организмов. Высыхание переувлажненной породы сопровождается образованием полиминеральных и полидисперсных агрегатов, поскольку для частиц разнородных по составу и размеру характерно наибольшее стремление к объединению. По крупным макропорам и трещинам фильтруется вода, находящаяся в свободном состоянии. Коэффициент фильтрации пород составляет 0,I м/сут и более [3I, 44, 63] . Засоление пород выше поверхности испарения, а также процессы почвообразования продуцируют цемент, укрепляющий рыхлую, хорошо проницаемую структуру.

При увлажнении в процессе длительной инфильтрации и подъема уровня грунтовых вод происходит постепенное залечивание трещин и макропор благодаря набуханию, заилению, кольматации, сужению пор. В переувлажненном состоянии в породе образуются непрочные коллоидные структуры, удерживающие иммобилизованную воду; активное впитывание воды происходит также под действием осмотических сил, в результате чего вода из свободного состояния переходит в связанное. Коэффициент фильтрации при длительном увлажнении падает на 2-3 порядка и достигает 10^{-3} м/сут[I,7, 44] . Природные связи, установившиеся в сухой период с участием почвенного и солевого цемента, оберегают породу от полного обесструктуривания во влажное время года.

Нагрузка от массы вышележащих пород, превосходящая прочность природных связей, приводит к компрессионному уплотнению, уменьшению пористости, прежде всего за счет макропор и трещин, и снижению проницаемости до 10^{-5} м/сут на глубине в первые десятки метров.

Перетекание через водоупорные толщи

Перемещение влаги в водоупорных толщах связано с геологической историей осадочного бассейна. В процессе погружения и уплотнения слагающих его слоев, снижения пористости и увеличения плотности поток отжимаемых вод направлен вверх. Такая направленность в истории осадочного бассейна, определяющая характер миграции воды из глинистых пород, нарушается при изменении активности

или направления тектоничеокой деятельнооти, а также локальными преобразованиями в структуре и свойствах глинистых толщ на их границах.

Медленное погружение глинистых толщ в опокойном тектоническом режиме приводит к тому, что на больших глубинах они отановятся надежными водоупорами. Несмотря на процессы литификации и образование жеотких связей при переходе глины в аргиллиты, доотаточная масса породы представлена глинистым материалом, не утратившим пластичности, за счет чего вся толща сохраняет способность к залечиванию трещин.

В глиниотой толще такого характера (толща изучена С.В.Остапенко, Л.В.Боревским и др. [37]) оодержатся эксплуатируемые горизонты промышленных вод Пермокого Приуралья. В дальнейшем предполагается их иопользовать в качеотве коллекторов для закачки промышленных отходов [45] . Водоупорные толщи, разделяющие экоплуатируемые горизонты, залегают на глубинах 1600 и 2000 м и сложены уплотненными аргиллитами, глиниотыми песчаниками и известняками, доломитами мощностью 10-40 м. Коэффициент фильтрации изолирующих толщ оостаВляет $\approx 10^{-8}$ м/оут. В процесое эксплуатации водоносных горизонтов понижения в них доходили до 500 м, однако эксплуатационные запасы определялись только упругими свойствами оамих продуктивных горизонтов. Перетекание через водоупорные толщи зафиксировано лишь в районе действия водозабора о приведенным радиуоом 2,5 км и составило только первые проценты от величины общего водоотбора. Следовательно, погружение и уплотнение глинистых пород уменьшает их проницаемость, и глиниотые толщи отановятся практичеоки совершенными водоупорами.

Давление уплотнения является очень мощным фактором, влияющим на проницаемость глинистых пород. В природе существует целый ряд оитуаций, приводящих к изменению уплотнения, что оущеотвенно оказывается на водопроницаемости. Так, оовершенно различную нагрузку испытывает горизонтально залегающий глинистый пласт под толщей пород, слагающих водораздел, и пласт под зоной эрозионного вреза. В этих ослабленных зонах обычно наблюдается большая промытость пород, устанавливаемая по результатам гелиевой и тритиевой оъемок. Однако это явление не обязательно может быть следствием трещиноватости, которая в глинистых породах, не слишком глубоко погруженных, легко залечивается пластичным материалом. Скорее здесь происходит разуплотнение от снятия чаоти нагрузки при эрозии верхней

толщи, объясняющее целый ряд наблюдений по изменению $K_ф$, увеличивающегося от водораздела к речной долине [40]. Подобная ситуация, очевидно, имеет место в районе Брянских водозаборов, расположенных в зоне эрозионного вреза и эксплуатирующих водоносный горизонт, перекрытый толщей юрских глин [50], нагрузка на которые уменьшается из-за изменения мощности вышележащих пород от 40 на водоразделе до 15 м - в долине.

Фактором, увеличивающим нагрузку на глинистую толщу, может явиться осушение перекрывающих ее пород зоны аэрации при понижении уровня грунтовых вод. Осушение вышележащих пород утяжеляет их за счет снятия взвешивающего давления воды и приводит к некоторому доуплотнению нижележащей глинистой толщи. В классической механике грунтов при расчете осадок сооружений на уплотняющейся толще глинистых пород, а также распределения напряжений в них, взвешивающее давление воды строго учитывается, для чего положение уровня грунтовых вод служит важным расчетным параметром (Маслов Н.И., 1949). Т.А.Плугина и А.К.Примайчук [42] исследовали толщу молодых диатомитовых глин мощностью ≈ 27 м, перекрытую семиметровым слоем песков, понижение уровня в которых при откачке достигло 2 м, что явилось причиной увеличения нагрузки уплотнения примерно на 0,2 МПа на молодые диатомитовые глины.

Разуплотнение глинистой толщи может произойти в результате возникновения порового давления в связи с затрудненностью оттока отжимаемых вод. Этому способствуют, как показали исследования нефтяников, большая мощность глинистых пород, молодой их возраст, быстрое погружение. Возникающее поровое давление в естественных условиях может препятствовать перетеканию и усиливать водоупорные свойства пород. Наличие напора в подошве глинистой толщи препятствует оттоку воды, который стремится в обе стороны - вверх и вниз от центра уплотняющейся толщи. Перетекание за счет перепада напоров в смежных водоносных горизонтах мешает оттоку отжимаемых вод вниз, поэтому в подошве глинистой толщи создаются наиболее благоприятные условия для возникновения порового давления и недоуплотненности глины.

При анализе накопления и уплотнения глинистой толщи Микулинского межледниковья мощностью 50-70 м в центре Северо-Двинской впадины установлено, что отток высокоминерализованных вод препятствовал перетеканию снизу вверх, при этом рассоление толщи происходило лишь за счет процессов молекулярной диффузии [26].

Огромное количество отжимаемых вод, очевидно, создавало в толще поровое давление, которое не рассеялось на протяжении достаточно длительного геологического времени.

Снижение напора в водоносном комплексе в условиях нарушенного режима улучшает условия уплотнения глин снятием порового давления. Это может отразиться на перераспределении напоров в слабопроницаемой толще, увеличить ее уплотнение и водоотдачу, принимаемую в гидрогеологических наблюдениях за упругую водоотдачу, свойственную неожимаемым породам. Очевидно, многие наблюдаемые факты увеличения "упругой" водоотдачи глинистой толщи в процессе откачки и уменьшение коэффициента пьезопроводности [4, 32, 41, 42, 64] можно было бы объяснить снятием порового давления при достаточных понижениях, однако представленные в публикациях материалы обычно весьма лаконичны и не позволяют в достаточной мере охарактеризовать состояние глинистой толщи, степень ее уплотнения и распределение напоров в ней. Результаты наблюдений за снижением напоров пластовыми датчиками непосредственно в слабопроницаемом слое дают весьма ценную информацию по обсуждаемому вопросу, но должны быть дополнены данными о свойствах слабопроницаемых пород, которыми обычно располагают исследователи [42, 66, 68, 71] . Объяснить многие наблюдаемые особенности при перетекании можно лишь по результатам анализа условий уплотнения пород, определения степени достижения ими равновесия с приложенной нагрузкой и условий оттока отжимаемых вод, которые изменяются в плане, в разрезе, а также в процессе эксплуатации водоносных комплексов и снижения напоров.

Взаимосвязь водоносных горизонтов через разделяющие слабопроницаемые слои наиболее активно происходит по гидродинамическим окнам, возникновение которых в зонах эрозионных врезов во многом определяется разуплотнением глин. Другой причиной возникновения литологических окон оказывается неровность поверхности накопления глинистой толщи, мощность которой падает над возвышениями этой поверхности и увеличивается в понижениях. Вместе с мощностью изменяется также и фациальный состав глинистых пород, который становится грубее по мере приближения к повышениям поверхности накопления - валам, уступам, отрогам [13] . Эти возвышения служат локальными границами глинистого слоя, близ которых происходит закономерное уменьшение дисперсности породы и образование в связи с этим литологических окон.

Закономерное уменьшение фильтрационных свойств в масштабе

всего бассейна от Прикумских поднятий до относительно глубоководной зоны осадконакопления в Терско-Кумском артезианском бассейне прослежено в работе [30] . В связи с частым переслаиванием пород и отсутствием четко выраженной закономерности в ритме накопления разделение толщ на водопроницаемые и водоупорные комплексы проведено по суммарной водопроводимости слоев. Определение количества глинистых прослоев в разрезе и корреляция глинистости с K_ϕ осуществлялись комплексом методов, включающих геофизические. Послойное исследование проницаемости отдельных глинистых слоев по керну скважин показало полную корреляцию значений K_ϕ , полученных лабораторными методами, с глинистостью, фиксируемой гамма-каротажем. Это позволило подойти к оценке проницаемости пород по всему бассейну, в результате которой были выделены водоносные комплексы, разделенные водоупорами . Территория, прилегающая к западной границе бассейна и приуроченная к области поднятий, характеризуется сокращением мощности осадочных отложений, в том числе и глинистых, вплоть до их выклинивания.

В глинистых породах содержится большой запас растворимых солей, захваченных ими во время осадконакопления в поверхностной зоне, а также пополняемый из глинистых минералов в процессе длительного контакта с поровыми водами, которые отжимаются весьма медленно [51, 66] . Этот запас солей, помимо того что влияет на химический состав водоносных горизонтов, для глинистых пород важен также при формировании их водоупорных свойств. Контакт с пресными водами вызывает разуплотнение глин за счет осмотического впитывания более пресных вод. Возникновение осмотического потока способствует уменьшению их проницаемых свойств и препятствует перетеканию. Так, мощная толща глинистых пород, захватившая при своем образовании соленые воды моря, длительное время сохранила их в себе, не допуская перетекания из нижележащего пресного водоносного горизонта, создав барьер из отжимаемых в процессе уплотнения вод [26] . В верхней части толщи произошло осмотическое впитывание пресных поверхностных вод навстречу диффузии, сформировав таким образом барьер сверху, препятствующий оттоку вверх. За счет этих процессов вся толща как бы "опаздывает" с уплотнением и препятствует перетеканию из смежных водоносных горизонтов.

Запас солей в глинистых породах по мере их погружения пополняется при улучшении условий растворимости компонентов глинистых пород на глубине и служит основой для образования будущего цемента в процессе литификации глин [33] .

Таким образом, при эксплуатации водоносных комплексов установлено, что для слабопроницаемых слоев характерно значение $K_ф = 10^{-6}$ м/сут [7, 40, 42, 50] . Разуплотнение пород, происходящее в зоне эрозионных врезов, и фациальные замещения по мере приближения к древним областям сноса приводят к увеличению $K_ф$ до 10^{-4} м/сут [21, 40, 50] . При разуплотнении пород от снятия нагрузки возникают осмотические потоки, препятствующие перетеканию и направленные в глинистую толщу, обычно более засоленную.

В недоуплотненных глинах на перетекание влияет отток отжимаемых вод. Доуплотнение пород происходит при снятии напора в смежном водоносном горизонте и при снижении уровня грунтовых вод.

В условиях спокойного тектонического режима и при сохранении способности глинистых пород залечивать трещины пластическим материалом по мере увеличения глубины растет плотность пород, и $K_ф$ снижается до 10^{-8} м/сут [45] . От тектонических напряжений, вызывающих в сцементированных и литифицированных глинах деформации разрушения, развиваются трещиноватость и разуплотнение, проявляющиеся на больших глубинах в росте трещинной проницаемости [17] .

Схема фильтрации в глинистых толщах

Глинистые породы вместе с другими породами осадочного бассейна в процессе литификации постепенно погружаются на большую глубину, испытывая при этом действие повышающихся давлений, температуры и концентрации поровых вод. Связанная вода под воздействием термодинамических факторов удаляется из пород в соответствии с закономерностями термической дегидратации глин, а также в результате изменений микроструктуры, приводящих к плотному положению частиц, ориентированных нормально нагрузке, и благодаря переходу набухающих глинистых минералов в ненабухающие. Последовательные стадии литогенеза - от раннего диагенеза до позднего катагенеза - сопровождаются потерей воды и уменьшением влажности от 80 до 2% и общего объема пород примерно в 2 раза. Коэффициент фильтрации падает от 10^{-3} м/сут в верхней водонасыщенной зоне до 10^{-8} - на глубине $\approx$ 2000 м .

Можно ориентировочно определить, какой вклад в общие запасы подземных вод вносят глинистые породы. Отбросим объем отжимаемых вод в зоне активного водообмена, где влажность глинистых пород резко падает, но циркулирующие подземные и поверхностные потоки

немедленно вовлекают эти воды в круговорот. Начиная с какой-то глубины, водообмен затрудняется, происходит последовательное погружение глин, исходная влажность которых равна примерно W_p, т.е. $\approx$ 25%, и должна быть почти вся утрачена при погружении и завершении процессов катагенеза. Если принять, что глинистые породы в осадочном чехле составляют 60%, то объем отжимаемых вод изменяется по глубине от I5 до I% объема осадочных пород, что соизмеримо с изменением ореднего объема пор остальных осадочных пород, в которые эта вода переходит. Это является подтверждением того, что глинистым породам и их поровым водам принадлежит важная роль в формировании подземных вод осадочного чехла.

Подобные взгляды на значение возрожденных вод для глубоко погруженных осадочных толщ высказывает А.М.Алпатьев [2] . Возрожденная вода отжимается вверх к поверхностным слоям земной оболочки, определяя таким образом преимущественно восходящее направление фильтрации. Водоносные горизонты, сложенные хорошо проницаемыми породами, дренируют глинистые слои, но в зоне пассивного водообмена практически не вносят изменений в вертикальное направление потока, заданное сжимаемыми глинистыми слоями и наиболее выраженное в молодых осадочных бассейнах. Лишь в верхней части осадочных отложений восходящее движение общего потока бассейна размывается интенсивными потоками подземных вод, циркулирующими в зоне активного водообмена и рассеивающими площадную разгрузку вод, поступивших из области весьма затрудненного водообмена. Но в глинистых породах в зоне активного водообмена может сохраняться восходящее направление движения вод к поверхности земли. Разгрузка свежеотжатых вод из молодых глин и профильтровавшихся из смежных водоносных горизонтов осуществляется испарением либо оттоком в дрены или краевые части бассейна. В верхней зоне восходящий поток встречается с инфильтрационными атмосферными водами, текущими навстречу и питающими подземные воды.

Восходящее движение подземных вод в осадочном бассейне складывается из фильтрации отжимаемых вод и из перетекания из нижележащих водоносных горизонтов. На пути перетекания могут возникнуть барьеры в виде порового давления в глинистых породах, обусловленного недоуплотненностью слоя. Поровое давление - это давление в порах выше гидростатического, поэтому при его наличии перетекание задерживается. Считается, что разность напоров в смежных водоносных горизонтах является предпосылкой к перетеканию. Можно

полагать, что условием перетекания будет разность напоров в смежных водоносных горизонтах, а также низкая величина или отсутствие порового давления в слабопроницаемом слое.

Поровое давление может быть неодинаково в различных точках слабопроницаемого слоя. Так, в верхней части слоя происходит образование уплотненного слоя, который первый воспринял нагрузку уплотнения и стал препятствием на пути оттока поровых вод, поэтому за уплотненным слоем в кровле слабопроницаемой толщи можно ожидать нарастание порового давления. Отжимаемые вниз воды встречаются с противотоком перетекания, что также может создать зону повышенного порового давления. Поток перетекания в основном находит себе пути по более проницаемым литологическим окнам, образовавшимся за счет фациальных замещений на более грубозернистый материал по мере приближения к областям сноса во время осадконакопления. Гидродинамическими окнами служат также слои о меньшей мощностью, размытые эрозией или разуплотненные под эрозионными врезами за счет снятия части нагрузки уплотнения размывом вышележащих толщ.

На границах с поверхностными водами происходит разуплотнение пород из-за осмотического впитывания более пресных поверхностных вод; обмену с поверхностными водами способствует горизонтальная слоистость глинистых пород водного происхождения.

На верхней границе осадочного бассейна в зоне аэрации восходящее движение воды выше уровня грунтовых вод происходит за счет капиллярного поднятия, пленочного движения и пароперепоса. От уровня грунтовых вод к поверхности испарения воду поднимают поверхностные силы породы, характеризующиеся потенциалом влажности, имеющим распространенные синонимы: сосущая сила почв, всасывающее давление, потенциал почвенной влаги. В перераспределении влаги имеют значение также силы набухания. Распределение влажности в зоне аэрации в соответствии с действующими силами выражается равновесным профилем влажности.

На пределе высоты капиллярного поднятия в породе образуется макропористость и трещиноватость, обусловленные стягивающей силой капиллярных менисков и резко увеличивающие проницаемость пород до 0,I м/сут и более. По этим макропорам осуществляется проникновение атмосферных вод в породу и питание грунтовых вод.

Макропоры, развитые даже в слаболитифицированных глинах зоны аэрации и в районах с избыточным увлажнением, свидетельствуют о том, что в круглогодичном цикле преобладает ненасыщенное состояние

пород, а нисходящий поток, когда его роль усиливается (во влажном сезоне), не успевает залечить трещины и макропоры усадки, унаследованные породой.

В самой верхней части зоны аэрации в летнее время восходящий поток влаги усиливается живой природой. Почвообразовательные процессы, ведущие к оструктуриванию почв, способствуют организации почвы по принципу "двойной пористости", чтобы между крупными комками легко проходил основной поток, а внутри комков сохранялся бы запас влаги. Растения с корневой системой, достигающей нескольких метров, поднимают влагу кверху, пропуская через себя. Одновременное увеличение вертикальной макропористости от роста корней готовит почву к тому, чтобы она как можно больше приняла влаги во время дождей.

В нарушенном режиме в глинистых породах, залегающих над месторождением подземных вод, в некотором радиусе работы водозабора происходит инверсия потока. Он обращается вниз в эксплуатируемый водоносный горизонт и снятием порового давления способствует доуплотнению пород. Если в процесе эксплуатации срабатываются естественные запасы подземных вод, происходит снижение уровня грунтовых вод, что влечет дополнительное доуплотнение нижележащей глинистой толщи за счет утяжеления пород зоны аэрации при снятии взвешивающего давления воды. Следствием крупного водоотбора явилось оседание земной поверхности, приводящее иногда к катастрофическим последствиям (Мироненко В.А., 1972),[22, 70] . В работе [30] дается ориентировочный прогноз осадки поверхности в результате водоотбора в размере примерно 5 000 тыс.$м^3$/сут, которая в районе некоторых скважин может составить 3 м. Современный технический уровень водоотбора позволяет отказаться от сооружения рассеянных малых водозаборов и создавать централизованные крупные водозаборы, нагрузку от которых должны воспринять сверхмощные водоносные комплексы. Однако процессы, происходящие в глинистых породах в нарушенном режиме в условиях крупного водоотбора, могут привести к доуплотнению слабопроницаемых толщ и к осадке поверхности.

Заключение

Исследование закономерностей фильтрации в глинистых породах имеет большое значение для решения задач гидрогеологии и, в частности, для оценки запасов подземных вод, в структуру которых при-

влекаемые запасы за счет перетекания из смежных водоносных горизонтов подчас входят весомой составляющей. Но и при малой доле привлекаемых запасов перетекание сказывается на качестве отбираемых вод. Правильное обоснование и составление геофильтрационной модели во многом зависит от выявления процессов, происходящих в слабопроницаемом слое при увеличении нагрузки (понижения) на эксплуатируемый пласт. При прогнозировании работы крупного водозабора одной из важных задач является оценка возможных оседаний поверхности в результате водоотбора, происходящих при уплотнении глинистой толщи.

Накопленный опыт гидрогеологических наблюдений требует объяснения ряда протекающих процессов: пространственной изменчивости водопроницаемости в плане и в разрезе, изменения $K_ф$, водоотдачи, пьезопроводности в процессе работы водозабора и т.п. В настоящем обзоре показано, насколько важно для решения этих вопросов изучение условий осадконакопления, формирования поровых вод, дренирования и уплотнения глинистых толщ. Ценную информацию дает исследование состава и свойств толщи слабопроницаемых пород - минерального и гранулометрического состава, характеристических влажностей, данных о пористости, результатов компрессионных испытаний, которыми обычно располагают гидрогеологи, но почти не пользуются ими для интерпретации полученных результатов и не приводят их в публикациях.

Большое значение для оценки проницаемости водоупорных толщ имеют экспериментальные лабораторные методы исследования, которые в последнее время подвергаются незаслуженным нападкам, как не приносящие пользы на том основании, что значение $K_ф$, полученное по данным лабораторных испытаний, ниже, чем $K_ф$ всего слабопроницаемого слоя, определенного по откачкам.

Следует, однако, заметить, что те специалисты, которые вплотную уделяют внимание исследованию проницаемости слабопроницаемых толщ, со временем все больше обращаются к результатам лабораторных исследований и указывают на их необходимость. Как показывает опыт работ в Терско-Кумском артезианском бассейне, правильное комплексирование методов исследования позволяет дать оценку водопроницаемости в очень сложных условиях неритмичного переслаивания выклинивающихся слоев с фациальными замещениями.

Хорошая корреляция лабораторных исследований с опытными наливами прослеживается также по результатам определений $K_ф$ морен-

ных суглинков [44] , однако надо учесть, что лабораторные результаты, очевидно, должны соответствовать не среднему значению $K_ф$ по данным наливов, а минимальному значению, полученному при достаточно длительном наливе, когда произойдет залечивание трещин [31] . Хорошие результаты дают лабораторные исследования $K_ф$ на монолитах [55, 56] , которые показывают ход изменения проницаемости образца от начала фильтрации в образец с незалеченными макропорами до стабилизации расхода и установления минимального $K_ф$.

Для лабораторных экспериментов необходимо определить актуальные задачи, которые помогли бы выявлению природных закономерностей фильтрации. Не следует забывать, что экопериментальная работа имеет ряд преимуществ при выявлении закономерностей перед натурными наблюдениями. Этому способствует основной принцип экспериментальных работ - задание переменным лишь одного фактора и последовательное подключение других. При экспериментальных исследованиях фильтрации появляется возможность исследования $K_ф$ в установившемся режиме.

Одной из задач экспериментальных исследований может стать такой малоизученный вопрос, как изменение проницаемости уплотняющихся глин под нагрузкой - разгрузкой вышележащих пород с учетом оформировавшихся природных связей и в условиях неполного и переменного насыщения. Компрессионные исследования во многом подошли к решению этого вопроса, однако задачи, возникающие при отроительстве, предопределяют строго полное насыщение образца водой при компрессионных испытаниях. Возникновение порового давления в породе при уплотнении является также малоизученным вопросом. Не изучено также взаимоотношение гидростатического противодавления с поровым давлением в процессе консолидации глин. Важным также представляется исследование водоотдачи в сжимаемой породе при ее полном и неполном насыщении.

Очевидно, что основная трудность изучения движения воды в глинистых породах заключена именно в сжимаемости и разуплотнении, в то время как все представления динамики подземных вод основаны на неизменной структуре породы, на ее жестком скелете. Теория уплотнения глинистых пород, известная в механике грунтов как теория фильтрационной консолидации, основанная на представлении о стадийности распределения нагрузок между водой и скелетом, во многом не отвечает наблюдаемым явлениям, не объясняет и не учитывает их. Так, например, инерционность послойного уплотнения толщи

должна приводить к неравномерному послойному изменению проницаемости и возникновению порового давления; специфика структурных перестроек в глине при уплотнении влияет на инерционность порового давления; встречный поток напорной фильтрации препятствует оттоку отжимаемых вод и способствует возникновению порового давления. Следует надеяться, что развитие теории фильтрационной консолидации, накопление экспериментальных результатов, а также данных натурных наблюдений за перетеканием в глинистых толщах будет способствовать разработке теории движения воды в сжимаемой породе.

Литература

I. АГЕЕВ М.Ю. Строительство промышленных и гражданских сооружений на слабых водонасыщенных грунтах. - М.: Стройиздат, 1983. - 247 с.

2. АЛЯТЬЕВ А.М. Развитие, преобразование и охрана природной среды. - Л.: Наука, 1983. - 240 с.

3. АЛЕКСЕЕНКО Г.П., БРИЛИНГ И.А. Фильтрационные аномалии в глинах при разном уплотнении и гидростатическом напоре. - Инж. геология, 1980, № 4, с.28-39.

4. БАДОВ В.В., КИСЕЛЕВ А.А. Определение коэффициента пьезопроводности разделяющих глин по режиму пластовых давлений. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.54-61.

5. БОЛЛАКОВА Ю.В., КАЦОВ К.П., МОРОЗОВ А.А. Исследование фильтрационных свойств заполнителя грунтовых противофильтрационных диафрагм. - Основания, фундаменты и механика грунтов, 1982, № 1, с.19-20.

6. БОНДАРИК Г.К., ЦАРЕВА А.М., ПОНОМАРЕВ В.В. Текстура и деформация глинистых пород. - М.: Недра, 1975. - 168 с.

7. БРИЛИНГ И.А. Закономерности фильтрации в глинистых породах в связи с обоснованием модели гидрогеологических прогнозов. - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. прогнозов: Мат-лы I Всес.конф. т.I. - М.: Наука, 1982, с.114-118.

8. БРИЛИНГ И.А. Интерпретация экспериментальных результатов по начальному градиенту. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.75-86.

9. БРИЛИНГ И.А., ПАШКОВСКИЙ И.С. Определение параметров влагопереноса в связи с прогнозом водного режима грунтов. - В кн.: Измен. геол. среды под влиянием деятельности человека. - М.: Наука, 1982, с.81-89.

10. БРИЛИНГ И.А., ГОШАЛЬ А.А., ЧИЧЕКИНА Л.А. Диффузия ионов и сопутствующие процессы в каолине. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1978, № 3, с.86-93.

11. ГОЛЬДБЕРГ В.М. Исследование фильтрации в глинах с учетом влияния на этот процесс физико-химических и термодинамических условий. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып. 152, с.6-14.

I2. ДУНИН В.И., АЛЕКСЕЕНКО Г.П., БРИЛИНГ И.А. Определение коэффициента фильтрации глин по данным компрессионных испытаний.- В кн.: Фильтрация воды в пористых средах: Докл. 3 Международ. симпоз. Т.I. - Киев, I978, с.6I-69.

I3. ЕЛОХИНА Е.Н. Комплексная геолого-структурная характеристика водоупора в связи с изучением перетекания на примере Зауралья. - Тр. ВСЕГИНГЕО, I982, вып.I46, с.89-I0I.

I4. ЗАКРЕПЛЕНИЕ глинистых и лессовых грунтов концентрированными растворами щелочи/Злочевская Р.И., Волков Ф.Е., Воронкевич С.Д., Дивисилова В.И. - Вопросы инж.геол. и грунтоведения,I983, вып.5, с.384-397.

I5. ЗЕЛЕНЦОВА Н.И. Принципы районирования по условиям взаимосвязи поверхностных и подземных вод для составления гидрогеологических прогнозов. - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. прогнозов: Мат-лы I Всес. гидрогеол. конф. Т.I. - М.:Наука, I982, с.404-405.

I6. ЗИАНГИРОВ Р.С., ЛАВРОВА Н.А., ОКНИНА Н.А. Изменение прочностных и деформационных свойств глинистых пород при взаимодействии с кислыми и щелочными растворами. - В кн.: Изменение свойств грунтов под влиянием природных и антропогенных воздействий. - М.: Стройиздат, I98I, с.3-I6.

I7. ЗХУС И.Д., БАХТИН В.В. Литогенетические преобразования глин в зонах аномально-высоких пластовых давлений. - М.: Наука, I979. - I40 с.

I8. ИЗМЕНЕНИЯ микротекстуры и физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при переходе их из стадии диагенеза в стадию катагенеза/Поляков А.С., Осипов В.И., Котлов В.Ф., Куприн П.Н. - Инж. геология, I979, № 5, с.29-4I.

I9. ИССЛЕДОВАНИЕ процесса формирования фазовых контактов в золях алюмокремнезема/Конторович С.И., Ланкин Я.И., Спорыш Н.И. и др. - Колл. ж., I98I, т.43, № 6, с.I076-I08I.

20. КАПЧЕНКО Л.Н. Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. - Л.: Недра, I983. - 263 с.

2I. КАРТА источников формирования эксплуатационных запасов пресных подземных вод Нечерноземья как основа прогноза изменений и охраны гидросферы/Семенова-Ерофеева С.М., Дюнин В.И., Плотников Н.И. и др. - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. процессов. Т.2, - М.: Наука, I982, с.II4-II5.

22. КОНОПЛЯНЦЕВ А.А., ЯРЦЕВА-ПОПОВА Е.Н. Оседание поверхности земли в связи с понижением уровня подземных вод. - М., I983.- 48 с., ил. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор/ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

23. КОРОЛЕВ В.А., ЗЛОЧЕВСКАЯ Р.И., ДИВИСИЛОВА В.И. Влияние температуры на набухание глинистых грунтов. - В кн.: Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. - М.: Наука, I982, с.5I-55.

24. КУЛЬЧИЦКИЙ Л.И., УСЬЯРОВ О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. - М.: Недра, I98I. - I78 с.

25. МАГАРА К. Уплотнение пород и миграция флюидов: Пер. с англ. - М.: Недра, I982. - 296 с.

26. МАЛОВ А.И. Влияние глинистого водоупора на формирование подземных вод (на примере Северо-Двинской впадины). - Тр.ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.40-45.

27. МАРТЫНОВ Г.А., СТАРОВ В.М., ЧУРАЕВ Н.В. К теории мембранного разделения растворов. - Колл. ж., 1980, т.42, № 4, с.657-665.

28. МЕЛИК-ПАШАЕВ В.С., ХАЛИМОВ Э.М., СЕРЕГИН В.Н. Аномально-высокие пластовые давления на нефтяных и газовых месторождениях. - М.: Недра, 1983. - 181 с.

29. МЕСЧАН С.Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. - М.: Недра, 1978. - 207 с.

30. МЕТОДИКА обоснования региональных гидрогеологических моделей многослойных систем/Водоватова З.А., Гохберг Л.К., Ефремов Д.И. и др. - М.: Недра, 1982. - 147 с.

31. МИРОНЕНКО В.А., РУМЫНИН В.Г., УЧАЕВ В.К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. - Л.: Недра, 1980. - 320 с.

32. ОПРЕДЕЛЕНИЕ коэффициента пьезопроводности слабопроницаемых отложений/Боревский Б.В., Кочетков М.В., Плугина Т.А., Примайчук А.К. - В кн.: Перспективы поисков подз. вод в Центральной части Моск. артез. бассейна. М., Мингео РСФСР, 1981, с.9-15.

33. О ПРИРОДЕ изменения состава и свойств глинистых пород в процессе литогенеза/Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М.- Вестник МГУ. Сер. геол., 1977, № 4, с.60-74.

34. О ПРИРОДЕ изменения свойств овязанной воды в глинах под действием повышающихся температур и давлений/Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеева З.А., Сергеев Е.М. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1977, № 3, с.80-97.

35. ОРАДОВСКАЯ А.Е. Гидрогеологическая роль фильтрации воды в глинах. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.14-19.

36. О СРАСТАНИИ частиц в золях кремнезема/Конторович С.И., Ланкин Я.Н., Алексинский В.В. и др. - Колл.ж., 1980, т.42, № 4, с.639-644.

37. ОСИПОВ В.И. Природа прочности и деформационных свойств глинистых пород. - М.: Изд-во МГУ, 1979. - 235 с.

38. ПАВИЛОНСКИЙ В.М. Изменение проницаемости уплотненных глинистых грунтов в процессе долговременной фильтрации растворов электролитов. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.86-96.

39. ПАШКОВСКИЙ И.С. Закономерности процессов насыщения и осушения водоносных горизонтов. - М., 1983. - 57 с. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор/ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

40. ПЛУГИНА Т.А. Определение геофильтрационных параметров слабопроницаемых отложений натурными методами. - М., 1978. - 54 с. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор/ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

41. ПЛУГИНА Т.А., ПЕЧАЕВ Ю.В. Комплексирование методов определения параметров слабопроницаемых отложений (на примере Шадринского месторождения подземных вод). - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. прогнозов: Мат-лы I Всес. гидрогеол. конф. Т.I. - М.: Наука, 1982, с.188-192.

42. ПЛУТИНА Т.А., ПРИЛЙЧУК А.К. Изучение динамики изменения давления в слабопроницаемых слоях по данным опытно-фильтрационных работ. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.96-104.

43. ПОЛИЩУК Т.Г. О фильтрационной консолидации озерно-ледниковых грунтов. - Веотник ЛГУ, 1981, № 23, с.80-95.

44. РЕУТОВ В.И., БОРЕВСКИЙ Б.В. Водоносный горизонт в моренных суглинках и его роль в формировании запасов подземных вод. - В кн.: Перспективы поисков подз. вод в центр. части Моск. артез. басс. - М.: МИНГЕО РСФСР, 1981, с.21-25.

45. РОЛЬ глинистых водоупоров в формировании экстуатационных ресурсов промышленных подземных вод Пермского Предуралья/Остапенко С.В., Боревский Л.В., Силаев В.С., Стрепетов В.П. - В кн.: Формирование подз. вод как основа гидрогеологич. прогнозов: Мат-лы I Всес. гидрогеол. конф. Т.2. - М.: Наука, 1982, с.153-155.

46. РОШАЛЬ А.А. Методы определения миграционных параметров. - М., 1980. - 62 с. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ.ВИЭМС).

47. СКВОРЦОВ Н.П. Результаты исследования начального градиента фильтрации в глинах. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.66-75.

48. СКВОРЦОВ Н.П. Изучение влияния гидрохимических условий на проницаемость глинистых водоупоров в овязи с оценкой защищенности подземных вод от загрязнения: Использование и охрана подз. вод Урала. Тез. Всесоюз. совещ. Свердловск, 1983, с.72-74.

49. СОБОЛЕВ В.Д., СЕРГЕЕВА И.П., ЧУРАЕВ Н.В. Экспериментальные исследования электрокинетических явлений в тонких капиллярах.- В кн.: Поверхностные силы и граничные слои жидкостей. - М.: Наука, 1983, с.102-110.

50. СУББОТИНА Л.А. Региональные закономерности условий перетекания через неоком-юрскую толщу (в районе Брянских водозаборов).- Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.35-40.

51. СУХОРЕБРЫЙ А.А. Геохимические особенности поровых растворов региональных водоупорных слоев зоны активного водообмена платформенных артезианских бассейнов. - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. прогнозов: Мат-лы I Всесоюз. гидрогеол. конф. Т.1. - М.: Наука, 1982, с.281-283.

52. ТАРАСЕВИЧ Ю.И. О структуре граничных слоев воды в минеральных дисперсиях. - В кн.: Поверхностные силы и граничные слои жидкостей. - М.: Наука, 1983, с.147-152.

53. ХАДАКАНЭ Н.Э., СОБОЛЕВ В.Д., ЧУРАЕВ Н.В. Фильтрация воды через тонкопористые стеклянные мембраны. - Колл. ж., 1980, т.42, № 5, с.911-915.

54. ЦЫТОВИЧ Н.А. Механика грунтов. - М.: Высшая школа, 1983. - 288 с.

55. ЧЕРНОВ А.С. Анализ применимости существующих методов определения фильтрационных свойств слабопроницаемых пород. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983, вып.152, с.109-113.

56. ЧЕРНОВ А.С. Опыт исследования фильтрационных свойств слабопроницаемых пород в лабораторных условиях применительно к районам Нечерноземья. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1982, вып.146, с.80-89.

57. ШЕСТАКОВ В.М. Теоретические модели гидрогеологических процессов. - В кн.: Формиров. подз. вод как основа гидрогеол. прогнозов: Мат-лы I Всесоюз. гидрогеол. конф. Т.I. - М.: Наука, 1982, с.68-86.

58. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ исследования движения влаги и солей в глинистых породах/Березкина Г.М., Брилинг И.А., Корякина Н.С., Краснушкин А.В. - В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып. 4. - М.: Изд-во МГУ, 1976, с.195-271.

59. AHUJA L.R. Determining unsaturated hydraulic conductivity of soil during drainage under a small ring infiltrometer. - J. of Hydrol., 1982, vol.58, N 1/2, p.167-173.

60. ARENICZ R. The effect of the initial hydraulic gradient on the consolidation prosess. - Arch.Hydrotechn., 1981, vol.28, N 2, p.251-263.

61. ARULANANDAN K., PERRY E.B. Erosion in relation to the filter design criteria in earth dams. - J.Geotehn.Eng., 1983, vol.102, N 5, p.682-698.

62. BOUMA J. Field measurement of soil hydraulic properties characterizing water movement through swelling clay soils. - J. Hydrol., 1980, vol.45, N 1/2, p.149-158.

63. BOUWER H., RICE R.C. Delayed aquifer yields as a phenomenon of delayed air entry. - Water Resour.Res., 1978, vol.14, N 6, p.1068-1074.

64. BRINK H. Measurement of mass transport from arable land in Sweden. Memores /International association of Hydrogeologists. - Prague Congress, 1982, vol.16, part 2, p.39-71.

65. COSSIO L.de, ALCIBIADOS S., VICENTE C. Features and properties of the core material at the Limonero dam. - 14th Int. Congr.of Large Dams, Rio de Janeiro, 1982, Trans. Vol.2, Paris, p.1067-1079.

66. DESAULNIERS D.E., CHERRY J.A., FRITZ P. Origin, age, and movement of pore water in argillaceous quaternary deposits at four sites in Southwestern Ontario. - J.of Hydrol., 1981, vol.50, N 1/3, p.231-257.

67. GUSTAFSON A. Leaching of nitrate from arable land into groundwater in Sweden. Memores /International Association of Hydrogeologists. - Prague Congress,1982, vol.16, p.133-145.

68. HENDRY M.J. Hydroulic conductivity of glassial till in Alberta. - Ground Water, 1982, vol.20, N 2, p.205-215.

69. LARGE scale permeability and filter test at L.G.3 /Pare J. - Jacques, Ares R., Galot L., Garson M. - 14th Int.Congr.on large Rio de Janeiro, 1982, Trans.Vol.4,Paris, p.103-122.

70. NEIGHBORS R. Subsidence in Harris and Galveston countries, Texas. - J.of the Irrigation and Drainage Division. Pros. of the ASCE, 1981, vol.107, N 2, p.161-174.

71. PRUDIC D.E. Hydroulic conductivity of a fine grained till, cattaraugus country, New-York. - Ground Water, 1982, vol.20, N 2, p.194-204.

Оглавление

Введение I
Состав и строение глинистых пород 3
Связанная вода и характеристические влажности . . . 7
Градиент напора и концентрации I2
Растворопроницаемость 2I
Уплотнение и погружение 24
Влагоперенос в зоне аэрации 33
Перетекание через водоупорные толщи 42
Схема фильтрации в глинистых толщах 47
Заключение 50
Литература 53