556.3
В 74

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Библиотека
Института

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва—1955

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК
ЛАБОРАТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ
им. Ф. П. САВАРЕНСКОГО

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

(СБОРНИК СТАТЕЙ ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва—1955

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
член-корреспондент АН СССР
Н. Н. СЛАВЯНОВ

Г. Н. КАМЕНСКИЙ

ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СССР

I. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР РАБОТ ПО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ ТЕРРИТОРИИ СССР

Развитие знаний по гидрогеологии СССР, связанное с широким привлечением гидрогеологии к решению многообразных практических задач в различных районах страны, привело в начале 30-х годов к появлению крупных научных обобщений по региональной гидрогеологии. Этому способствовали наряду с накоплением обширного фактического материала по подземным водам достижения по изучению геологического строения СССР, результатом которых явились фундаментальные сводки по геологии Европейской и Азиатской частей СССР, составленные А. Д. Архангельским, В. А. Обручевым и другими авторами. Эти геологические сводки послужили основой для гидрогеологического районирования крупных частей СССР.

Вопросам гидрогеологического районирования уделяли внимание в своих работах многие советские авторы, в частности, А. Н. Семихатов, М. М. Васильевский, Г. Н. Каменский, Б. Л. Личков, И. К. Зайцев, К. И. Маков, О. К. Ланге, А. М. Овчинников, Н. И. Толстихин и др.

Первая крупная работа по гидрогеологическому районированию принадлежит А. Н. Семихатову, который в 1925 г. опубликовал работу «Артезианские и глубокие грунтовые воды Европейской части СССР» [14] вместе с первой гидрогеологической картой той же территории. Спустя несколько лет (в 1934 г.) А. Н. Семихатов написал новую книгу по подземным водам Европейской части СССР [15]. Эта книга явилась также первым учебным пособием по курсу «Подземные воды СССР». В ней впервые были четко показаны закономерности распределения подземных вод в зависимости от тектонических структур, намечены контуры артезианских бассейнов и дано гидрогеологическое районирование Европейской части СССР, построенное на геоструктурных признаках.

Приблизительно одновременно с указанными сводками выступил с крупными обобщениями по грунтовым водам В. С. Ильин [3], составивший впервые оригинальную карту грунтовых вод Европейской части СССР; районирование грунтовых вод проведено им по геоморфологическим признакам, по глубине взреза эрозионной сети и дренированности междуречий.

В 1932 г. Г. Н. Каменским [5] были сформулированы принципы районирования, основанные на учете основных факторов, определяющих гидрогеологические условия местности, а именно: 1) распределения водо-

носных пластов в толще горных пород, слагающих местность, 2) положения водоносных горизонтов по высоте и по отношению к элементам рельефа (долинам рек, водораздельным массивам), 3) глубины их залегания, 4) свойства водоносных горизонтов в отношении химического состава вод и производительности.

Развернутые формулировки о закономерностях зонального распределения грунтовых вод мы находим у Ф. П. Саваренского [13], который показал связь химического состава грунтовых вод с климатом, почвами, растительностью и направлением процессов выветривания.

Дальнейшее развитие вопрос о районировании грунтовых вод СССР получил в трудах О. К. Ланге [8], который, дополнив принципы районирования, изложенные В. С. Ильиным, составил первую карту грунтовых вод всей территории Советского Союза.

Ряд рассмотренных выше работ В. С. Ильина, Ф. П. Саваренского и О. К. Ланге послужил основой для создания учения о зональности грунтовых вод. Учение это, возникшее из плодотворных идей Докучаева, полностью является результатом работы отечественных ученых.

Г. Н. Каменский [6] разработал схему зональности грунтовых вод на основе принятых им представлений об их формировании, выделив две главные зоны: 1) грунтовых вод выщелачивания и 2) грунтовых вод континентального засоления. М. М. Васильевский в 1938—1939 гг. опубликовал схему гидрогеологического районирования для всего Союза ССР [1, 2], построенную на основе геоструктурных подразделений территории. Он предложил следующие основные подразделения: 1) гидрогеологические бассейны, приуроченные к впадинам платформенных областей; 2) гидрогеологические провинции, приуроченные к поднятиям; 3) гидрогеологические складчатые области.

Говоря о гидрогеологическом районировании, мы должны наряду с положительными результатами, достигнутыми в разработке этой проблемы, отметить и некоторые чрезмерные увлечения. Одни авторы слишком детализируют гидрогеологическое районирование, становящееся для них самоцелью, между тем как это только форма обобщения гидрогеологических данных. Другие проводят это районирование лишь формально, принимая за гидрогеологические районы геоструктурные и геоморфологические подразделения без достаточного освещения гидрогеологических особенностей этих подразделений.

Новейшие обобщения по гидрогеологии СССР были осуществлены на основе обширного гидрохимического материала в сочетании с выявившимися закономерностями распределения подземных вод в зависимости от геологических структур.

Установление новых гидрогеохимических закономерностей соответствовало новым практическим народнохозяйственным запросам. Растущие потребности в питьевой воде вызвали необходимость бурения все более и более глубоких скважин. На некоторой глубине, в разных районах различной, скважины вошли в пласты, насыщенные высокоминерализованной водой, не пригодной для водоснабжения.

Накопление данных о химическом составе вод глубоких водоносных пластов и развитие гидрогеохимических представлений в гидрогеологии привело к мысли о закономерностях зонального распределения артезианских вод, о вертикальной гидрохимической зональности.

Данные о вертикальной и горизонтальной зональностях подземных вод имеются в работах Н. К. Игнатовича [4], В. А. Сулина [17], А. И. Кравцова [7], К. И. Макова [10], А. М. Овчинникова [11, 12], С. А. Шагоянца [19, 20], Н. И. Толстихина [18] и других авторов.

Дальнейшее развитие принципов гидрогеологического районирования мы находим у Н. И. Толстихина, который наряду с геоструктурными дан-

ными сформулировал гидрохимические характеристики водносных толщ. Им рассмотрено районирование минеральных вод в отношении их зонального распределения и конкретно охарактеризованы артезианские бассейны в Европейской и Азиатской частях СССР.

Не останавливаясь подробно на указанных работах, отметим лишь, что представления о гидрогеохимических зональностях в настоящее время тесно увязываются с вопросами гидрогеологического районирования, основанного на геоструктурных, геоморфологических и других признаках. На изучении сочетания тех и других базируется в настоящее время разработка научных основ региональной гидрогеологии.

II. ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Изучение подземных вод обширных пространств СССР привело советских исследователей к различным системам гидрогеологического районирования территории. Как уже было отмечено, гидрогеологическое районирование стало у нас одной из важных форм научного обобщения региональных гидрогеологических данных; оно должно отражать те гидрогеологические закономерности, которые вытекают из современных представлений о формировании подземных вод и характере их распределения.

Гидрогеологическое районирование должно базироваться, прежде всего, на таких подразделениях территории, которые следуют из знания геологической истории и современных физико-географических условий, особенно климата страны.

На основе геоструктурных подразделений территории можно наметить следующие основные элементы гидрогеологического районирования СССР:

1) крупные артезианские бассейны, приуроченные к впадинам (синеклизам) платформенных областей, выполненным толщами осадочных образований, слагающих обширные районы, более или менее однородные в гидрогеологическом отношении;

2) поднятия платформенного типа: докембрийские, кристаллические массивы, являющиеся выступами кристаллического, складчатого фундамента, валы, купола и другие поднятия, расчленяющие артезианские бассейны;

3) складчатые области, сложенные интенсивно дислоцированными осадочными, изверженными и метаморфическими породами, тектонически обычно довольно дробно расчлененные на структурные элементы и составляющие различные по характеру водоносности гидрогеологические районы;

4) артезианские бассейны (малые и средние) межгорных впадин внутри горноскладчатых областей.

Перед нами стоит задача — раскрыть содержание всех перечисленных элементов на уровне современных знаний.

Выделенные основные элементы гидрогеологического районирования обладают характерными особенностями в отношении формирования подземных вод и их регионального распределения.

Артезианские бассейны, приуроченные к обширным впадинам платформенных областей, в отношении условий формирования подземных вод могут быть охарактеризованы (по терминологии Н. К. Игнатовича) преимущественно как закрытые геологические структуры, в которых на большой глубине водоносные слои перекрыты толщами непроницаемых или слабопроницаемых пород. Формирование подземных вод в водоносных морских отложениях, которыми преимущественно сложены впадины плат-

форменных областей, является результатом сложного сочетания и последовательной смены процессов осадочного и инфильтрационного циклов, следствием чего, в свою очередь, является характерное зональное распределение в артезианских бассейнах вод различного генезиса и состава: от пресных инфильтрационных вод, поступающих из областей питания, до высокоминерализованных хлоридных древних вод, главным образом морского происхождения, которыми насыщены глубоко залегающие закрытые пласты артезианских бассейнов. Основным фактором образования этой зональности является процесс замещения древних (первичных) высокоминерализованных вод инфильтрационными. Артезианские бассейны находятся в различных стадиях развития этого процесса в зависимости от строения, возраста геологических структур и современных физико-географических условий.

Намечается существенное различие в гидрогеологическом режиме поднятий и впадин.

Во впадинах слои, насыщенные древней водой (морского генезиса), обычно оказываются опущенными на более или менее значительную глубину и перекрытыми вышележащими более или менее мощными толщами. В глубоких слоях, в случае достаточно большой мощности и непроницаемости покрывающих слоев, в водоносных морских осадочных толщах создаются условия для длительного существования высокоминерализованных древних вод и медленной эволюции их состава.

На поднятиях же, наоборот, вследствие вскрытия водоносных слоев на поверхности в результате эрозий и тектонических нарушений быстро развивается инфильтрация атмосферных вод, приводящая к постепенному замещению древних вод инфильтрационными. Процесс этот распространяется от поднятий и краевых частей артезианских бассейнов к их центральным частям и при благоприятных условиях постепенно может охватить всю (или значительную часть) артезианского бассейна, занимающего впадину.

Этот процесс замещения древних соленых вод инфильтрационными водами малой минерализации составляет важнейший этап гидрогеологического развития артезианского бассейна, который приводит к закономерному распределению вод различной минерализации, проявляющемуся в виде характерной гидрогеохимической зональности.

Различные структуры и особенно впадины, являющиеся артезианскими бассейнами, находятся в настоящий момент в различных стадиях указанного процесса. Эти стадии гидрогеологического развития бассейнов зависят от геологического возраста структур, от их тектоники, состава пород, топографических условий и т. п. факторов, что составляет отличительные особенности отдельных бассейнов.

В некоторых артезианских бассейнах лишь краевая зона (в области питания) охвачена проникновением инфильтрационных вод и соответствующим опреснением бассейна (например, артезианские бассейны Причерноморской впадины, Предкавказья), а иногда почти совсем не затронута опреснением (Прикаспийская впадина). Другие бассейны опреснены в значительной мере, и лишь участки их, неблагоприятные для циркуляции и проникновения инфильтрационных вод, сохраняют древнюю высокоминерализованную воду.

Наконец, можно указать на артезианские бассейны, или, вернее, артезианские пласты, в которых полностью произошло замещение первичных соленых вод инфильтрационными пресными (артезианский бассейн Днепровско-Донецкой впадины в части третичных, меловых и юрских отложений).

В процессе замещения древних соленых вод пресными инфильтрационными водами и взаимодействия их с горными породами происходит фор-

мирование новых типов вод, размещающихся в промежуточной зоне между зоной древних соленых вод и зоной пресных инфильтрационных вод. В процессе этого замещения пресная инфильтрационная вода вступает в физико-химическое взаимодействие с породами, дополнительно растворяя некоторые соли и вызывая катионный обмен с коллоидной частью пород.

После вытеснения соленой воды ионы кальция инфильтрационной воды в процессе обменной адсорбции замещаются ионами натрия, поглощенного породами, а освобожденные ионы натрия переходят в раствор.

$$Ca(HCO_3)_2 + 2Na\,(\text{коллоидн.мицелла}) =$$
$$= 2NaHCO_3 + Ca\ (\text{коллоидн.мицелла})$$

Таким образом формируется вода гидрокарбонатно-натриевого типа.

В присутствии гипсов этот процесс осложняется взаимодействием поступающего в раствор сульфата кальция с образующимся в процессе обменной адсорбции гидрокарбонатом натрия, что приводит к образованию сульфатов натрия и в целом — к формированию сульфатно-натриево-кальциевых вод.

В результате описанных процессов происходит характерное зональное распределение в артезианском бассейне вод различного состава.

В краевой части бассейна, начиная непосредственно от области питания, располагаются зоны маломинерализованных инфильтрационных вод, обычно гидрокарбонатно-кальциевого типа. Далее идет зона гидрокарбонатно-натриевых или сульфатно-натриево-кальциевых вод. За нею следуют переходная зона смешанных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод или сульфатно-хлоридных вод и, наконец, зона хлоридных вод, представляющая собой область глубоких, древних, высокоминерализованных вод бассейна.

Примеры такого зонального распределения химических типов вод в артезианских бассейнах отмечены в ряде мест СССР. Здесь укажем лишь, что наиболее характерными примерами подобного зонального распределения являются Причерноморская впадина и Терско-Кумский бассейн Предкавказья, описанные С. А. Шагоянцем [19, 20].

Если в артезианском бассейне имеется несколько различных изолированных друг от друга водоносных горизонтов, то описанные гидрохимические зоны отдельных горизонтов, накладываясь одна на другую, образуют вертикальную зональность.

Гидрогеологические условия горноскладчатых областей (распределение в них вод различного состава, запасов вод, подземного стока, источников) чрезвычайно многообразно видоизменяются в зависимости от строения горных сооружений.

Общие гидрогеологические закономерности, характерные для горных сооружений, намечаются подразделением их на основные геоструктурные и геоморфологические элементы: горные хребты, предгорья, межгорные впадины, или низменности, предгорные краевые прогибы. Эти подразделения составляют основу для гидрогеологического районирования горных систем.

Роль современных физико-географических факторов — климата и рельефа — в зависимости от высотного положения и форм рельефа различных элементов горных сооружений весьма разнообразно проявляется в водном балансе этих элементов, в различной интенсивности питания и стока подземных вод.

На горных хребтах, для которых обычен влажный климат, создаются благоприятные условия для питания подземных вод, что наряду с горным

рельефом и проницаемостью трещиноватых и обломочных пород способствует интенсивному поверхностному и подземному стоку вод и развитию процессов выщелачивания горных пород. Все это ведет к формированию обильных потоков пресных грунтовых вод.

На территории межгорных низменностей и котловин, наоборот, сток замедлен как в глубоких артезианских водоносных пластах, так и в горизонтах грунтовых вод. Последние иногда в условиях засушливого климата образуют бессточные бассейны с высокоминерализованными водами, формирующимися под влиянием процессов континентального засоления. В условиях же влажного климата межгорные низменности нередко бывают сильно заболочены, как, например, Рионская и Колхидская низменности.

Различия водного режима горных хребтов и межгорных низменностей обусловливаются также их геоструктурными особенностями.

Складчатая структура и тектоническая расчлененность собственно горных сооружений — хребтов — не способствует образованию на их территории крупных артезианских бассейнов; здесь налицо большое количество разнообразных трещинных водонапорных систем и малых артезианских бассейнов, характеризующихся крутонаклонным залеганием водоносных слоев и глубоким погружением их в осевых частях бассейнов.

Тектоническая и эрозионная расчлененность горных районов способствует образованию различных видов источников, среди которых в соответствующих условиях (в областях развития относительно молодых тектонических сооружений) встречаются термальные и минеральные источники.

Каждое горное сооружение представляет собой в гидрогеологическом отношении страну источников, распределение которых тесно связано с тектонической структурой и составляет одну из характерных гидрогеологических особенностей горного сооружения.

Аллювиальные и пролювиальные отложения горных долин, обычно представленные галечниками, несут в себе мощные грунтовые (подрусловые) потоки. Горные хребты окаймляются поясом предгорных образований, среди которых важно отметить галечники конусов выноса и наклонных равнин. Последние образуют характерную в гидрогеологическом отношении зону поглощения речных вод, вытекающих из гор. При этом в галечниках создаются мощные грунтовые потоки, которые на периферии конусов выноса вновь выходят в виде обильных источников. В предгорных равнинах при появлении над ними покрывающих водоупорных слоев (делювиальных и пролювиальных суглинков, иногда осадков морских трансгрессий) грунтовые потоки переходят в напорные, образуя артезианские бассейны особого, предгорного, типа.

Межгорные низменности и котловины, обычно сложенные относительно спокойно залегающими и погружающимися к центру слоями песчано-глинистых пород, представляют собой малые или средние артезианские бассейны с высоконапорными пресными или солеными водами.

Описанные особенности гидрогеологии различных элементов горных систем показывают большую неоднородность их водного режима, неравномерность распределения на их территории ресурсов подземных вод. В одних местах на питание подземных вод идет лишь малая доля атмосферных осадков, значительная же часть их быстро стекает с поверхности крутых горных склонов. В других местах (предгорные конусы выносов, карстовые массивы), наоборот, питание грунтовых вод происходит за счет не только части атмосферных осадков, но и значительного количества поглощаемых речных вод, стекающих с прилегающих горных участков.

Выходы подземных вод также распределены очень неравномерно. Некоторые места, особенно благоприятные для образования источников, например, периферические участки конусов выноса, которые являются ме-

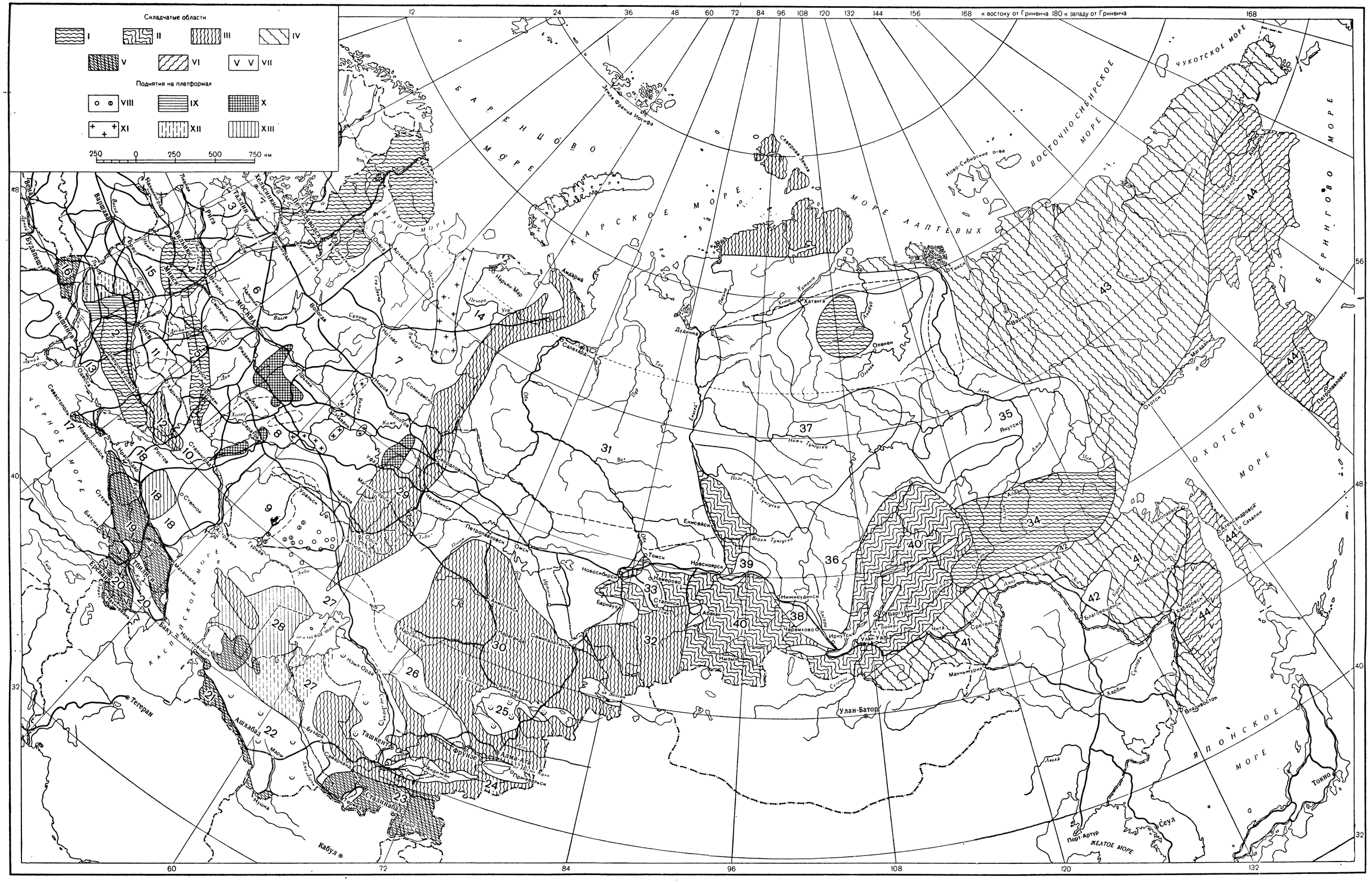


Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования СССР. (Составил Г. Н. Каменский, 1948—1954 гг.).

Складчатые области

I — кристаллические докембрийские массивы; *II* — области древнепалеозойской складчатости; *III* — области верхнепалеозойской складчатости; *IV* — области мезозойской складчатости; *V* — области альпийской складчатости Юга СССР; *VI* — области альпийской складчатости Дальнего Востока.

Поднятия на платформах

VII — районы развития молодых лавовых покровов; *VIII* — соляные купола; *IX* — поднятия, сложенные девонскими отложениями; *X* — поднятия (валы), сложенные коренными каменноугольными отложениями; *XI* — поднятия, сложенные пермскими отложениями; *XII* — поднятия, сложенные меловыми отложениями; *XIII* — поднятия, сложенные третичными отложениями.

Гидрогеологические районы СССР

I. Русская платформа

1 — Балтийский кристаллический массив, *2* — Украинский кристаллический массив, *3* — Артезианский бассейн Прибалтийской впадины, *4* — Белорусский массив, *5* — Воронежский массив, *6* — Московский артезианский бассейн, *7* — Артезианский сложный бассейн Восточно-Русской впадины и Предуральского прогиба, *8* — Артезианский бассейн Ульяновско-Саратовской синеклизы, *9* — Артезианский сложный бассейн Прикаспийской синеклизы, *10* — Донецко-Донской артезианский бассейн, *11* — Днепровско-Донецкий бассейн, *12* — Донецкая складчатая область, *13* — Причерноморский артезианский бассейн, *14* — Печорский артезианский бассейн, *15* — Артезианский бассейн восточной части Белорусско-Литовской впадины

II. Альпийская зона складчатости Юга СССР

16 — Карпатская складчатая область, *17* — Складчатая область Горного Крыма, *18* — Артезианские бассейны Предкавказья: Кубанско-Азовский и Терско-Кумский, *19* — Кавказская складчатая область. Главный Кавказский хребет, *20* — Складчатая область Малого Кавказа и артезианские бассейны межгорных впадин Закавказья, *21* — Складчатая область Копет-Дага, *22* — Гидрогеологический район пустыни Кара-Кумы (Каракумский бассейн), *23* — Складчатая Памиро-Алайская область и Таджикская депрессия

III. Урало-Сибирская послепалеозойская платформа

24 — Складчатая область Тянь-Шаня, *25* — Балхаш-Алакульский артезианский бассейн, *26* — Артезианский бассейн Чуйской впадины, *27* — Гидрогеологические районы Приаралья, *28* — Особый гидрогеологический район Усть-Урта, *29* — Уральская складчатая область, *30* — Складчатая область Центрального Казахстана, *31* — Сложный артезианский бассейн Западно-Сибирской синеклизы, *32* — Саяно-Алтайская складчатая область, *33* — Кузнецкий межгорный артезианский бассейн

IV. Восточно-Сибирская платформа

34 — Алданский кристаллический массив, *35* — Якутский артезианский бассейн, *36* — Верхне-Ленский артезианский бассейн, *37* — Тунгусский артезианский бассейн, *38* — Иркутский артезианский бассейн, *39* — Канский артезианский бассейн, *40* — Складчатые области: Енисейская, Восточно-Саянская, Байкало-Алепинская, Мамо-Потомская, западного Забайкалья, центрального Забайкалья

V. Области мезозойской и альпийской складчатости Востока Сибири и Дальнего Востока

41 — Мезозойские складчатые области: восточного Забайкалья, Станового хребта, Верхне-Амурская, Хинганская, Нижне-Амурская, Удская, *42* — Межгорные артезианские бассейны: Буреинский, Верхне-Зейский и Нижне-Зейский, *43* — Складчатые области Верхояно-Колымская и Анадырско-Чукотская, *44* — Альпийские складчатые области Дальнего Востока; Сихотэ-Алинская, Сахалинская, Курильская, Корякско-Камчатская

стами выклинивания грунтовых вод — в виде групп мощных источников, нередко сопровождаются заболачиванием значительных площадей.

Отмеченная выше неоднородность гидрогеологических условий горных стран проявляется в распределении источников и в разнообразии химического состава подземных вод. Здесь широко распространены пресные грунтовые и артезианские воды; нередко встречаются и воды повышенной минерализации, в том числе ценные минеральные воды лечебного значения; реже наблюдаются высокоминерализованные соленые воды и рассолы, приуроченные преимущественно к краевым зонам горных хребтов, межгорным впадинам и предгорным депрессиям.

Распределение различных химических типов подземных вод в горных системах связано с условиями их формирования.

Процессы замещения первичных соленых вод в морских осадочных толщах протекают различно в различных элементах горных систем. В горных хребтах, представляющих открытые структуры, этот процесс протекает интенсивней и быстрей, чем в межгорных и предгорных впадинах.

Поэтому уже в относительно молодых горных сооружениях мы наблюдаем более или менее «промытые» и опресненные осадочные толщи, в которых первичные высокоминерализованные воды сохраняются лишь при особо благоприятных условиях, а именно в структурах, относительно закрытых и изолированных от проникновения инфильтрационных вод. Остатки морского «солевого комплекса» проявляются, однако, в молодых горных сооружениях достаточно заметно в виде значительного распространения вод сложной повышенной минерализации, вод щелочных, солено-щелочных и смешанных, образовавшихся от замещения первичных соленых вод пресными инфильтрационными.

В противоположность «промытым» горным хребтам межгорные впадины и особенно глубокие краевые прогибы, являющиеся преимущественно в той или иной степени закрытыми артезианскими бассейнами, долгое время остаются насыщенными (древними) солеными водами. Часто лишь краевые участки этих бассейнов бывают опреснены инфильтрационными водами, в результате чего в них создается зональное распределение вод разной минерализации, как и в артезианских бассейнах на платформах.

В предгорных краевых частях артезианских бассейнов иногда наблюдается обращенная вертикальная зональность: под горизонтами соленых вод порой лежат водоносные пласты с относительно невысоко минерализованными щелочными, солено-щелочными или сульфатными водами; в большинстве случаев это объясняется более интенсивным проникновением инфильтрационных вод из более высоко приподнятых выходов водоносных пород в областях питания (обычно расположенных на склонах гор).

Таким образом, в горных сооружениях к моменту возникновения магматической деятельности бывают распределены подземные воды того или иного состава, в зависимости от стадии их формирования. Образующиеся в период активной магматической деятельности глубинные гидротермы и газы (особенно CO_2) внедряются по трещинам горных пород в вышележащие толщи, где присоединяются к уже ранее сформировавшимся водам и включаются в общую гидродинамическую систему; при этом состав вод подвергается изменениям. Особенно характерен процесс насыщения вод углекислотой, растворимость которой в воде, как известно, пропорциональна давлению, почему на больших глубинах в воде могут накапливаться значительные количества углекислоты.

Внедрение значительной массы углекислоты в вышележащие водоносные породы приводит к образованию минеральных углекислых вод различного солевого состава, в зависимости от первоначального солевого состава воды. Здесь мы встречаем и содовые воды типа Боржоми, и солено-щелочные типа Ессентукских минеральных вод, и сложного состава

гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные воды типа Кисловодского нарзана, хлоридные воды типа Арзни и т. п.

Углекислые минеральные источники представляют собой характернейшие гидрогеологические образования молодых горных сооружений, связанные с проявлениями недавней или современной магматической деятельности.

Другие участки горных систем, где нет проявлений магматической деятельности, лишены и углекислых вод; на этих участках распространены минеральные воды иных типов.

Яркий пример распределения различных типов минеральных вод в крупной горной системе дал А. М. Овчинников, установивший на Кавказе несколько зон минеральных вод:

1) зону углекислых вод центральной части Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа;

2) зону азотных термальных вод;

3) зону метановых вод (последняя занимает периферические части Кавказского хребта, предгорья и межгорные впадины).

В горных сооружениях с затухшими магматическими очагами накопившиеся запасы углекислых и других минеральных вод постепенно иссякают, расходуясь через минеральные источники и замещаясь пресными инфильтрационными водами.

Горные сооружения древнего возраста лишены углекислых вод, минеральные воды других типов встречаются в них преимущественно по краевым участкам, где иногда наблюдается разгрузка артезианских вод предгорных депрессий.

Закономерности регионального распределения минеральных вод как в горных областях, так и на платформенных (равнинных) областях СССР были использованы Н. И. Толстихиным при выделении им различных провинций минеральных вод СССР.

Рассмотренные выше особенности гидрогеологии горных сооружений способствуют их подразделению, которым мы можем воспользоваться в целях гидрогеологического районирования территории СССР.

Рассмотрим гидрогеологические особенности крупнейших подразделений территории СССР на платформы и складчатые зоны.

Сочетания рассмотренных выше элементов основного гидрогеологического районирования на различных частях территории СССР проявляются весьма разнообразно, в зависимости от геологической истории, тектоники, геоморфологии и климата данной территории.

Эти различия ярко выступают при сравнении основных тектонических подразделений территории СССР, которые одновременно составляют и крупнейшие гидрогеологические подразделения территории, а именно: Русская платформа, Восточно-Сибирская платформа, так называемая Урало-Сибирская послепалеозойская платформа, области альпийской складчатости юга СССР, складчатые области востока Сибири и Дальнего Востока.

На Русской платформе преобладают мощные толщи осадочных отложений, начиная с кембрия, залегающие на широких пространствах спокойно, местами слабо дислоцированные. Эти осадочные толщи выполняют широкие впадины, или синеклизы, образующие систему артезианских бассейнов, которые занимают значительную часть платформы. Лишь отдельные ее участки заняты выступами складчатого докембрийского фундамента, который в пределах впадин погружается на глубину свыше 2500 м.

Выступы докембрийского фундамента представляют собой нацело срезанные горноскладчатые области, сложенные древнейшими изверженными и метаморфическими породами. По характеру пород это кристаллические массивы, представляющие с гидрогеологической точки зрения осо-

бый вид складчатых областей; в этих древнейших глубоко метаморфизованных массивах в значительной мере сгладились черты их расчлененности, которые так характерны для более молодых складчатых областей.

Кристаллические докембрийские массивы (Балтийский, Украинский) являются районами преимущественного распространения трещинных вод, но на участках, где над кристаллическими породами имеется осадочный покров, распространены пластовые воды, приобретающие в соответствующих условиях характер артезианских вод, как, например, в девонских отложениях Белорусского массива, в девонских и мезозойских отложениях Воронежского массива.

Такое же в общих чертах распространение артезианских бассейнов и кристаллических массивов наблюдается на Восточно-Сибирской платформе, имеющей также докембрийский складчатый фундамент.

Иные соотношения между основными элементами гидрогеологического районирования отмечаются на Урало-Сибирской послепалеозойской платформе, половина которой занята крупнейшими палеозойскими горными сооружениями, в число которых входят Урал, Центральный Казахстан, Алтай, Тянь-Шань. Другая ее половина находится под широкими Западно-Сибирской и Тургайской синеклизами, выполненными мезозойскими и кайнозойскими осадочными толщами, подстилаемыми складчатым фундаментом палеозойского возраста.

Среди горных систем встречаются прогибы более ограниченных размеров в виде различных межгорных впадин, тоже заполненных мезо-кайнозойскими осадочными образованиями.

Указанные синеклизы и впадины образуют большие и малые артезианские бассейны, а складчатые области — сложные водоносные комплексы из трещинных, карстовых и пластовых вод.

Области мезозойской и альпийской складчатости, распространенные на юге СССР и на востоке Азиатской части Союза, представлены большей частью молодыми горными сооружениями со свежими глубокими тектоническими разломами, с проявлениями недавнего вулканизма. Структуры платформенного типа с мощными спокойно залегающими осадочными толщами, заключающими артезианские водоносные пласты, здесь имеют ограниченное развитие. Лишь в краевых предгорных впадинах наблюдаются крупные артезианские бассейны, правда, принадлежащие наполовину соседним платформам.

Участки межгорных впадин обычно выполнены молодыми осадками третичного или четвертичного возраста.

Особое положение в гидрогеологическом подразделении востока Азии занимает Камчатка с ее проявлениями современного вулканизма, гейзерами и многочисленными термальными источниками.

Изложенная гидрогеологическая характеристика геоструктурных элементов намечает схему основного гидрогеологического районирования территории СССР.

Для грунтовых вод, заключенных преимущественно в четвертичных отложениях и частью в более древних породах, требуются дополнительные подразделения, которые были бы основаны на иных принципах в соответствии с иным комплексом факторов, определяющих формирование и распределение грунтовых вод. Самые крупные подразделения территории СССР в отношении грунтовых вод определяются, прежде всего, их гидрохимической зональностью, связанной с климатическими и физико-географическими условиями. Для равнинных территорий мы выделяем две основные зоны: 1) грунтовые воды выщелачивания, 2) грунтовые воды континентального засоления. Дальнейшие подразделения в указанных пределах базируются главным образом на геоморфологических и геологических признаках.

Из сказанного следует, что в районах основного гидрогеологического районирования особенности распределения грунтовых вод могут быть учтены лишь ограниченно, для них необходимо особое районирование, как в свое время предлагали Б. Л. Личков и другие авторы.

В настоящей статье нами рассмотрено лишь «о с н о в н о е» гидрогеологическое районирование территории СССР.

Заканчивая изложение принципов основного гидрогеологического районирования СССР, мы должны отметить, что данное районирование предназначается, прежде всего, для педагогических целей. С этой точки зрения очень важна увязка нашей системы районирования с теми подразделениями территории, которые приняты в геологии СССР, т. е. главным образом с основными тектоническими подразделениями.

Придерживаясь последних, мы намечаем следующие из первых крупнейших подразделений в гидрогеологическом отношении (регионы):

1) Русская платформа;
2) зона альпийской складчатости юга СССР;
3) Урало-Сибирская палеозойская платформа;
4) Восточно-Сибирская платформа;
5) области мезозойской и альпийской складчатости Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В пределах каждого из перечисленных регионов выделяются рассмотренные выше основные элементы гидрогеологического районирования:

а) артезианские бассейны платформ;
б) кристаллические докембрийские массивы;
в) складчатые области и артезианские бассейны межгорных впадин.

Эти районы выделены на схематической карте гидрогеологического районирования (рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования Европейской части СССР. «Советская геология», № 8—9, 1938.
2. Васильевский М. М., Борсук Н. В., Ревунова Н. А. и Шашерова Е. И. Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. «Советская геология», № 7, 1939.
3. Ильин. В. С. Грунтовые воды. Большая советская энциклопедия, т. 19, 1930.
4. Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб. 13, 1950.
5. Каменский Г. Н. Гидрогеологический тип как основная единица гидрогеологического районирования. «Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству», сб. 8, ОНТИ, 1933.
6. Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. VI, 1949.
7. Кравцов А. И. Зональность химизма подземных вод и газоносность угленосной толщи Донбасса. «Советская геология», № 28, 1948.
8. Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. «Очерки по региональной гидрогеологии СССР» (Материалы к познанию геологического строения СССР), нов. сер., вып. 8 (12), М., 1947.
9. Ланге О. К. Подземные воды Русской платформы и их районирование. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. 3, 1948.
10. Маков К. И. К вопросу о геологической истории подземных вод Причерноморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939.
11. Овчинников А. М. Особенности гидрогеологии горных стран. Докл. АН СССР, т. 54, № 3, 1946.
12. Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. Труды Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. 23, 1948.
13. Саваренский Ф. П. Избранные сочинения АН СССР, 1950.
14. Семихатов А. Н. Артезианские и глубокие грунтовые воды Европейской части СССР. В книге Гефер Г. Подземные воды и источники. М.— Л., Гос. изд-во, 1925.

15. Семихатов А. Н. Подземные воды СССР, ч. 1 — «Подземные воды Евр. части СССР». М.— Л.— Н., 1934.
16. Славянов Н. Н. Подземные воды СССР. В книге Кейльгак Г. Подземные воды. ОНТИ, 1935.
17. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
18. Толстихин Н. И. К вопросу о распределении минеральных вод СССР. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. III, 1948.
19. Шагоянц С. А. Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне. Докл. АН СССР, т. 59, № 1, 1948.
20. Шагоянц С. А. Терско-Кумский артезианский бассейн. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. II, 1949.

И. В. ГАРМОНОВ

ПРИНЦИПЫ ЗОНАЛЬНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Исследования в области районирования грунтовых вод проводятся в Советском Союзе уже довольно давно и представлены многочисленными работами. Мы имеем в виду работы П. В. Отоцкого, В. С. Ильина, Ф. П. Саваренского, Б. Л. Личкова, О. К. Ланге, Г. Н. Каменского, Л. П. Нелюбова, В. Г. Ткачук и др. Не останавливаясь на подробном рассмотрении работ перечисленных авторов, отметим лишь общие положения тех работ, которые имеют методологическое значение для зонального районирования грунтовых вод.

Впервые принцип зонального районирования грунтовых вод применил П. В. Отоцкий [7], предложивший схему зонального распределения грунтовых вод на территории Европейской части России. Он указал, что по мере движения на юг грунтовые воды углубляются и минерализуются. В пределах Европейской России П. В. Отоцкий выделил пять областей (зон) грунтовых вод, которые, судя по его описанию, примерно совпадают с почвенными зонами.

Б. Л. Личков [6] считает, что близкие к поверхности горизонты подземных вод подчинены зональности, аналогичной почвенно-климатической зональности. При выделении зон он положил в основу геоботанические признаки. В соответствии с геоботаническими зонами на территории Европейской части СССР им выделены три основные зоны грунтовых вод: тундра, лес и степь. В пределах последних двух зон по геоботаническим же признакам Б. Л. Личков выделяет подзоны и районы.

В. С. Ильин [3], впервые в гидрогеологической литературе давший карту грунтовых вод Европейской части СССР, выделяет зоны грунтовых вод по совокупности ряда природных условий. На территории Европейской части СССР им выделено семь зон грунтовых вод. Кроме зональных грунтовых вод, В. С. Ильин выделяет азональные грунтовые воды.

О. К. Ланге [5] подробно аргументировал идеи В. С. Ильина. Он, пользуясь принципом выделения зон грунтовых вод В. С. Ильина, составил карту зон грунтовых вод для всей территории СССР. При этом О. К. Ланге считает зоны категорией второго порядка, а категорией первого порядка — провинции. На территории СССР О. К. Ланге выделяет три провинции, из которых первая характеризуется отрицательными среднегодовыми температурами (провинция вечной мерзлоты), вторая — высокой влажностью воздуха, третья — высокой сухостью. За основу выделения провинций зональных грунтовых вод им приняты климатические условия.

О. К. Ланге подробно рассматривает также общие принципы гидрогеологического районирования грунтовых вод, которые ставятся им в зави-

симость от масштаба карты, на которой производится районирование. В приводимой ниже схеме О. К. Ланге даны принципы районирования грунтовых вод на отдельных этапах (табл. 1).

Таблица 1

Зоны (пояса) грунтовых вод	Районы	
	по качественным показателям	по количественным показателям
1. Климат 2. Геоморфология 3. Литология	1. Геоморфология 2. Виды водосодержащих пород	1. Виды водосодержащих пород 2. Виды вод

Г. Н. Каменский [4] дал схему зонального распределения грунтовых вод на территории СССР по признаку их формирования. В соответствии с выделенными им двумя типами формирования грунтовых вод Г. Н. Каменский делит всю территорию СССР на две основные зоны: 1) зону грунтовых вод выщелачивания и 2) зону грунтовых вод континентального засоления.

Нами [1] дана схема гидрохимической зональности грунтовых вод территории Европейской части СССР, на которой выделены четыре гидрохимические зоны грунтовых вод: 1) гидрокарбонатно-кремнеземных вод; 2) гидрокарбонатно-кальциевых вод; 3) преобладания сульфатных и хлоридных вод; 4) гидрокарбонатно-кальциевых вод горных областей Крыма и Кавказа. Последняя зона является отражением вертикальной климатической зональности и только условно может называться зоной в принятом нами смысле этого слова.

Из этого краткого рассмотрения общих схем районирования грунтовых вод, проведенных по принципу естественно-исторической зональности, можно видеть, что в основу таких зон отдельными авторами были положены различные принципы, что и привело к выделению зон, не соответствующих друг другу как по содержанию, так и по территориальному расположению.

Ни в какой мере не оспаривая большого значения, которое имели и имеют рассмотренные выше схемы зонального районирования грунтовых вод, мы все же считаем, что, следуя идеям В. В. Докучаева, при выделении естественно-исторических зон грунтовых вод необходимо класть в основу не комплекс каких-либо природных условий или процессов, так или иначе связанных с грунтовыми водами, а химический состав самой грунтовой воды. Это необходимо потому, что наиболее показательным элементом грунтовых вод, резко реагирующим на весь комплекс зональных природных условий, которые так или иначе влияют на формирование грунтовых вод, является их химический состав. Поэтому, следуя ученик В. В. Докучаева, выявление зонального распределения грунтовых вод правильнее всего проводить по их химическому составу. В этом случае зоны грунтовых вод можно будет сопоставить с поясами и зонами растительными, почвенными, климатическими и вообще естественно-историческими, что чрезвычайно важно для оценки многообразных и сложных явлений природы.

Районирование грунтовых вод по принципу естественно-исторической зональности является лишь первой стадией расчленения территории и проводить его имеет смысл на топографических картах мелкого масштаба для больших площадей.

Районирование на последующих стадиях, вполне естественно, должно предполагать более детальное расчленение территории по тем или иным признакам, однако достаточно разработанных и общепринятых признаков районирования грунтовых вод до настоящего времени не имеется. Нам представляется, что в этом направлении и не может быть никакой общепринятой схемы, так как всякое районирование грунтовых вод преследует те или иные народнохозяйственные задачи, в зависимости от которых и должны выбираться те или иные признаки районирования. Сама поставленная задача (например, районирование для гидротехнического строительства, для водоснабжения, ирригации и пр.) подсказывает, какие природные признаки должны быть положены в основу районирования в первую очередь, а какие — во вторую. При этом, в зависимости от задачи, решение которой преследуется данным районированием, может меняться порядок применения отдельных признаков или факторов, положенных в основу районирования (геоморфология, литология, глубина залегания грунтовых вод от поверхности, характер водовмещающей породы, водоупора, производительность водоносных горизонтов и др.). Может меняться также и самый состав признаков районирования.

Кроме поставленной задачи, которая диктует выбор тех или иных природных факторов, используемых для районирования, существенное значение, как это уже отметил О. К. Ланге [5], имеет масштаб карты, на которой отображается районирование. Однако общее направление районирования грунтовых вод должно быть разработано для разных задач отдельно. В данном случае мы этой цели не преследуем. Укажем здесь только на некоторую последовательность природных факторов, которые, по нашему мнению, должны быть приняты на стадиях детального районирования грунтовых вод для полезащитного лесоразведения и ирригационного строительства.

Мы вполне согласны с О. К. Ланге, который районирование грунтовых вод на стадиях детальных разработок делит на районирование по качественным и по количественным показателям. Данные о комплексе природных факторов, который должен сопутствовать каждой из перечисленных стадий (включая и первую стадию) при районировании для целей полезащитного лесоразведения и ирригационного строительства, даны в табл. 2.

Таблица 2

	Стадии районирования		
	районирование		
	по принципу естественно-исторической зональности	по качественным показателям	по количественным показателям
Факторы районирования	1. Химический состав	1. Геоморфология 2. Характер водовмещающей породы 3. Характер водоупора	1. Глубина залегания грунтовых вод 2. Химический состав их 3. Коэффициент фильтрации 4. Высота капиллярного поднятия 5. Амплитуда годовых колебаний грунтовых вод 6. Динамические запасы

ЛИТЕРАТУРА

1. Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод Европейской части СССР. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. III, 1948.
2. Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. СПб, 1899.
3. Ильин В. С. Грунтовые воды. Большая советская энциклопедия. т. 19, 1930.
4. Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. VI, 1949.
5. Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Очерки по региональной гидрогеологии СССР. «Материалы к познанию геологического строения СССР», нов. сер., вып. 8 (12). Изв. Моск. об-ва испыт. природы, 1947.
6. Личков Б. Л. Изучение подземных вод в связи с задачами Единой гидрометеорологической службы. Изв. Гос. гидролог. ин-та, № 34, 1931.
7. Отоцкий П. В. Схема залегания грунтовых вод на равнине Европейской России. В книге К. Кейльгак. Подземные воды и источники (приложение). СПб., 1914.

Н. И. ТОЛСТИХИН

О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Представления о естественно-исторической зональности грунтовых вод общеприняты среди советских гидрогеологов [4, 7], однако ограничивать распространение влияния физико-географических (в том числе климатических) факторов только на грунтовые воды и считать, что более глубоко залегающие артезианские воды этому влиянию не подвержены,— неправильно. В статье «Климатическая зональность артезианских вод (на примере СССР)» [8] этот вопрос поставлен на обсуждение.

По особенностям воздействия климатических факторов на жизнь подземных вод в настоящее время для территории СССР можно выделить следующие крупные гидрогеологические пояса, а в пределах поясов — гидрогеологические зоны (см. рис. 1):

1-й пояс — пояс распространения отрицательных температур подземных вод в верхних слоях земной коры (пояс многолетней мерзлоты) (первая провинция грунтовых вод, по О. К. Ланге [7])

I зона — внутренняя — арктическая

II зона — промежуточная

III зона — краевая

2-й пояс — пояс распространения положительных температур подземных вод как в верхних слоях земной коры, так и на глубине

IV зона — северная

V зона — южная

Рассмотрим особенности воздействия климатических факторов на подземные воды артезианских бассейнов выделенных поясов и зон. Грунтовые и артезианские воды будем рассматривать в их единстве, учитывая особенности тех и других.

1-й пояс — пояс отрицательных температур. Общей особенностью климата этого пояса является отрицательная среднегодовая температура воздуха, отрицательный тепловой баланс земной коры. Охлаждение земной коры до 0° и ниже приводит к развитию многолетней мерзлоты, мощность слоя которой возрастает в северном направлении в связи с наличием на севере наиболее низких среднегодовых температур воздуха, доходящих до —14°.

I зона охватывает Крайний север СССР. Из-за отсутствия необходимых данных граница ее со II зоной еще не установлена. Основными особенностями I зоны являются большая мощность и низкие температуры многолетней мерзлоты (от 0° до 12°). Грунтовые и артезианские пресные водоносные горизонты промерзлы. Подземная вода здесь

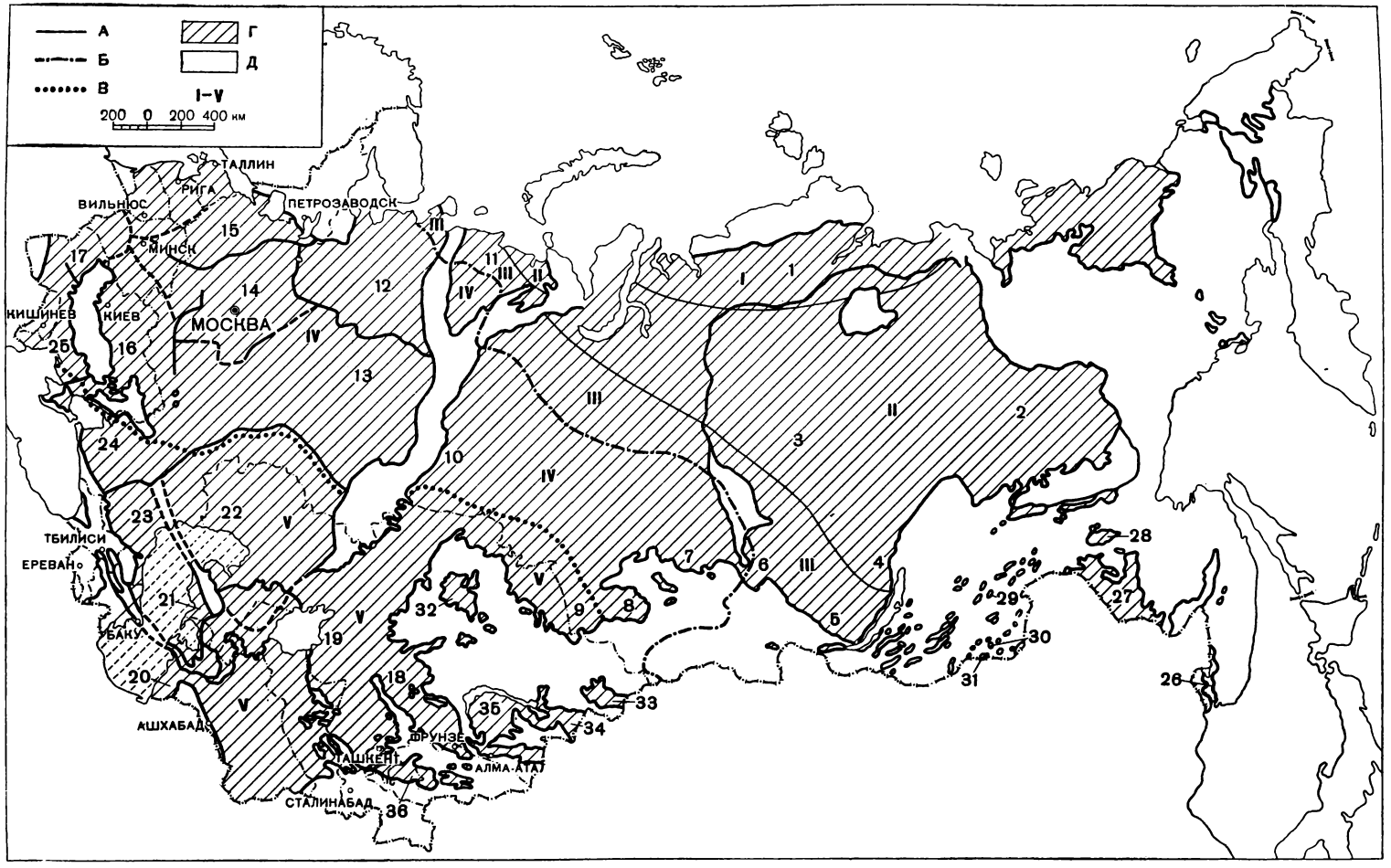


Рис. 1. Карта-схема зональности артезианских вод СССР

А — условная граница между I, II и III зонами 1-го пояса; *Б* — южная граница (мерзлой зоны) 1-го пояса; *В* — граница между северной и южной гидрогеологическими зонами 2-го пояса; *Г* — артезианские бассейны; *Д* — гидрогеологические складчатые области; *I — V* — гидрогеологические зоны артезианских вод; 1—36 артезианские бассейны

Артезианские бассейны открытого типа

Восточная группа

1 — Хатангский; *2* — Якутский; *3* — Тунгусский; *4* — Верхне-Ленский; *5* — Иркутский; *6* — Канский

Центральная группа

Западносибирский сложный артезианский бассейн, включающий артезианские бассейны: *7* — Чулымский; *8* — Барнаульский; *9* — Кулундинский; *10* — Зауральский

Западная группа

11 — Печорский; *12* — Северо-Двинский; *13* — Волго-Камский; *14* — Московский; *15* — Прибалтийский; *16* — Днепровско-Донецкий; *17* — Западно-Белорусско-Украинский

Южная группа

18 — Чуйский; *19* — Приаральский; *20* — Южно-Закаспийский; *21* — Северо-Закаспийский; *22* — Прикаспийский; *23* — Терско-Кумский; *24* — Приазовский; *25* — Причерноморский.

Некоторые артезианские бассейны замкнутого типа

26 — Приханкайский; *27* — Нижнезейский; *28* — Верхнезейский; *29* — Букачачинский; *30* — Харанорский; *31* — Торейские; *32* — Акмолинский; *33* — Зайсанский; *34* — Алакульский; *35* — Балхашский; *36* — Ферганский

находится преимущественно в твердой фазе (лед). Межмерзлотные воды, заключенные в мерзлой толще, нередко обладают отрицательными температурами (от 0° до —10° и ниже).

Под мерзлой толщей, на глубине нескольких сот метров, скважинами вскрыты подмерзлотные солоноватые артезианские воды, а на большей глубине — соленые. Питание подмерзлотных артезианских вод весьма затруднено и осуществляется через с к в о з н ы е талики, сосредоточенные преимущественно под руслами больших рек (подрусловые талики), а также под некоторыми полностью не замерзающими большими озерами (подозерные талики).

Замерзание артезианских водоносных горизонтов — превращение воды в лед — сопровождалось повышением гидростатического давления и «поршневым эффектом», в результате чего часть воды «отжималась» из водоносных горизонтов через источники артезианских вод.

Дебит крупных источников артезианских водоносных горизонтов в процессе промерзания, наступления мерзлоты, должен был вначале увеличиваться. Как известно, замерзание подземных вод сопровождается повышением минерализации и изменением состава части подземных вод, оставшейся незамерзшей.

Отсюда следует, что процесс промерзания влияет не только на переход жидкой фазы подземных вод в твердую и на общее глубокое охлаждение подземных (подмерзлотных) вод, залегающих в основании мерзлой толщи, но и приводит к изменению минерализации и состава подземных вод, нарушает водообмен и т. п., следовательно, сказывается на всех сторонах жизни подземных вод.

Какова же глубина проникновения климатических влияний в пределах I гидрогеологической зоны? Мощность мерзлой толщи пород определяется здесь в 300—600 м. Следовательно, на этих глубинах температура подземных вод составляет около 0°. Значит, тепловое воздействие климата сказывается на глубине свыше 1—2 км от поверхности. Большая глубина промерзания, сравнительно ограниченное (мерзлотой) распространение и размеры сквозных таликов — этих путей связи подмерзлотных вод с надмерзлотными и поверхностными водами — создают большие затруднения в водообмене, в питании артезианских водоносных горизонтов и в их разгрузке.

Таким образом, в отношении I зоны можно сказать, что все стороны жизни подземных вод, как грунтовых, так и артезианских, нарушены в связи с глубоким промерзанием земной коры, причем проникновение климатических влияний распространено на глубины, измеряемые многими сотнями метров. Примером артезианских бассейнов, находящихся в I зоне, является Хатангский артезианский бассейн, приуроченный к Таймырской депрессии и принадлежащий к числу самых холодных артезианских бассейнов земного шара.

Помимо Крайнего Севера, отдельные районы распространения I зоны — с подмерзлотными солоноватыми и солеными водами (при отсутствии пресных подмерзлотных артезианских вод) — имеются значительно южнее, а именно в бассейне среднего течения р. Лены, Нижней Тунгуски, а также в ядрах некоторых куполов и антиклинальных складок Верхне-Ленского и Якутского артезианских бассейнов.

II гидрогеологическая зона по сравнению с I зоной характеризуется меньшей мощностью промерзания земной коры и более высокими отрицательными температурами мерзлой толщи, но самой главной ее отличительной чертой является наличие под мерзлой толщей п р е с н ы х артезианских (подмерзлотных) вод.

Следовательно, ко II зоне относится часть 1-го пояса, которая характеризуется тем, что преобладающая часть грунтовых вод и верхние артези-

анские горизонты пресных вод промерзлены, тогда как более глубокие пресные артезианские воды и подстилающие их солоноватые и соленые артезианские воды сохраняют положительные температуры и находятся в жидкой фазе. Мощность мерзлой толщи пород в пределах этой зоны изменяется от десятков метров на юге до 300—400 м на севере; температура ее изменяется в пределах от 0° до —8°.

Площадь, занимаемая II зоной, весьма значительна. Для нее характерно увеличение в южном направлении количества и размеров сквозных таликов, через которые происходит питание артезианских вод надмерзлотными и поверхностными водами.

Типичным примером артезианского бассейна, приуроченного к этой гидрогеологической зоне, является Якутский [3]. Центральная и южная части этого бассейна изучены в гидрогеологическом отношении. Установлена гидрохимическая зональность Якутского артезианского бассейна, выражающаяся в наличии трех основных гидрохимических зон: «А» — пресных вод, «Б» — солоноватых вод и «В» — соленых вод и рассолов. Чрезвычайно важно отметить, что эти зоны последовательно сменяют одна другую в вертикальном гидрохимическом разрезе центральной части бассейна. На крайнем юге бассейна установлено отсутствие двух нижних гидрохимических зон. Мощность зоны «А» — пресных грунтовых и артезианских вод — достигает под Якутском 500—600 м. Поскольку формирование вод этой зоны в значительной мере происходит под воздействием атмосферных и поверхностных вод, приходится признать, что это воздействие проникает на большую глубину. Охлаждение артезианских вод также велико. Достаточно сказать, что на глубине 400—500 м от поверхности температура подземных вод под Якутском равна 2—3°; таких низких температур на указанных глубинах не наблюдается в других, более южных, бассейнах и в бассейнах 2-го пояса. Это свидетельствует о значительном проникновении температурных климатических факторов в глубину артезианских бассейнов II зоны.

Можно считать, что в пределах первого километра от поверхности земли преобладающие температуры артезианских вод II гидрогеологической зоны будут изменяться в пределах от 0° до 14—15°.

Гидрохимическими наблюдениями в бассейнах Ангары, Лены и Нижней Тунгуски, проводившимися в последнее время (Н. П. Анисимовой, П. Ф. Бочкаревым и др.), вскрыта глубокая связь между артезианскими и речными водами; эта связь особенно отчетливо проявляется в увеличении минерализации, нередко сопровождающейся изменением состава воды рек в зимнее время. Указанные изменения обусловлены достаточно обильным питанием рек артезианскими водами не только гидрохимической зоны «А», но и более глубоко залегающих гидрохимических зон «Б» и «В». Достаточно сказать, что на некоторых участках течения Лены и Нижней Тунгуски вода становится зимой мало пригодной и даже не пригодной для питьевого использования (вследствие ее засоления).

Если принять во внимание широкое развитие на юге II зоны карстовых явлений, столь характерных для Восточно-Сибирского сложного артезианского бассейна, то все сказанное выше свидетельствует о наличии водообмена, охватившего II гидрогеологическую зону на значительную глубину. При этом необходимо подчеркнуть дренирующую роль долин главных крупных водных артерий данной зоны в жизни артезианских и других вод.

В свете новых данных особо должен быть выделен факт низкого статического уровня артезианских вод под Якутском. Пьезометрический уровень находится на несколько десятков метров ниже уреза Лены. Эта гидрогеологическая аномалия имеет местное значение и, видимо, находится

в связи с теми мерзлотно-гидрогеологическими явлениями, о которых мы упоминали при описании I гидрогеологической зоны.

Одной из главных причин ненормально низкого стояния пьезометрического уровня глубоких артезианских вод под Якутском, повидимому, является исторически развивающийся процесс промерзания и последующего (происходящего в наше время) оттаивания глубоких водоносных горизонтов при наличии ослабленного многолетней мерзлотой питания артезианских вод.

III гидрогеологическая зона (краевая) заметно отличается по мерзлотно-гидрогеологическим условиям от двух первых зон тем, что здесь промерзанием охвачена лишь часть грунтовых вод, тогда как артезианские водоносные горизонты, как правило, остаются в талом состоянии. Температура мерзлых пород изменяется в небольших пределах — от 0° до 1°. Сквозные талики пользуются в пределах III зоны большим распространением, причем в направлении ко II поясу происходит слияние таликов в единый общий талик, среди которого остаются лишь острова мерзлых пород различных размеров.

III зона имеет характер взаимоперехода и взаимопроникновения 1-го пояса во 2-й; она является как бы «фронтальной». Южная граница III гидрогеологической зоны определяется «южной границей вечной мерзлоты». Граница же со II гидрогеологической зоной примерно совпадает с изолинией максимальной мощности мерзлой толщи в 50 м. III гидрогеологическая зона по сравнению с I и II зонами характеризуется наиболее тесным взаимодействием грунтовых и артезианских вод. Мерзлотный фактор отступает здесь на второй план, и в жизни подземных вод более важное значение начинают приобретать те климатические факторы, которые обычно учитывают при изучении режима подземных вод, находящихся за пределами 1-го гидрогеологического пояса.

Типичным примером артезианского бассейна III гидрогеологической зоны является Иркутский. Для него характерно наличие мелких островков мерзлоты, сковавших часть грунтовых вод и не имеющих существенного значения в гидрогеологии бассейна.

В гидрохимическом отношении для бассейна установлено наличие всех трех гидрохимических зон, причем мощность зоны пресных вод составляет несколько сот метров.

2-й пояс — пояс положительных температур подземных вод — как в верхних, так и в нижних горизонтах прослеживается на всей остальной части СССР, составляя примерно 60% всей ее территории. На юг и запад он выходит далеко за наши советские рубежи. Бóльшая часть подземных вод земного шара находится в пределах 2-го пояса, который в отношении артезианских вод может быть разделен на ряд гидрогеологических зон. В пределах СССР нами выделяются две зоны: северная и южная.

IV — северная — гидрогеологическая зона 2-го пояса совпадает с влажной, избыточно-влажной и переменно-влажной климатическими зонами. Типичный для этой зоны ландшафт — тундра, лес, лесостепь. Для нее характерно преимущественное распространение пресных грунтовых вод гидрокарбонатно-кальциевого состава с подчиненными в своем развитии водами иного состава. Гидрохимическая зона «А» — пресных вод, первая от поверхности земли — хорошо выражена. Эта зона прослеживается от поверхности земли до глубины 100—500 м, иногда отклоняясь за указанные пределы в ту или иную сторону. Таким образом, здесь пресными являются не только грунтовые [2], но и артезианские воды верхних водоносных горизонтов. Гидрохимическая зона «А» (пресных вод) является зоной самой тесной взаимосвязи пресных грунтовых и пресных артезианских вод.

Поскольку питание артезианских вод происходит за счет атмосферных и поверхностных вод через грунтовые воды, постольку пресные артезианские воды вполне уместно рассматривать как одно из звеньев пути миграции природных вод от поверхности земли в глубину. Отсюда следует, что глубина проникновения гидрохимической зоны «А» может рассматриваться как несомненная глубина воздействия климатических факторов. Особенно это справедливо в отношении пресных водоносных горизонтов, приуроченных к породам морского генезиса. Глубина проникновения пресных грунтовых вод в артезианские водоносные горизонты зависит от многих причин: от характера области питания и поглощения, от фильтрационных и геоструктурных особенностей водоносных горизонтов, их состава, степени их раскрытости и дренирования и др.; большое значение приобретают также климатические условия формирования ресурсов и состава грунтовых вод.

Температура пресных артезианских вод IV зоны изменяется от 0° до 20°, иногда она бывает и более высокой. Наиболее теплые пресные артезианские воды характерны для Днепровско-Донецкого бассейна. Для всех бассейнов IV зоны характерна смена на глубине пресных артезианских вод солоноватыми, солеными, а в наиболее глубоких частях бассейнов — и рассолами.

Типичными примерами артезианских бассейнов IV гидрогеологической зоны являются Прибалтийский, Московский, Волго-Камский и др.

К *V гидрогеологической зоне* — южной зоне 2-го пояса — относятся артезианские бассейны Юга СССР; они приурочены к полусухой и сухой климатическим зонам с типичными для них ландшафтами — степей и пустыни. Температура грунтовых вод изменяется в пределах этой зоны от 2—3°, характерных для севера ее, повышаясь до 20° на юге этой зоны Артезианские воды V зоны относятся к наиболее теплым. Однако если мы будем рассматривать температурные условия южных артезианских бассейнов СССР в сравнении с условиями бассейнов зарубежных стран, то должны будем отнести бассейны советской территории по температуре их вод к умеренно-теплым.

Для бассейнов низких широт характерны теплые и горячие воды. Так, например, в Лаплатском артезианском бассейне (Южная Америка) были вскрыты пресные термальные артезианские воды на небольшой глубине [9]. Теплые и горячие артезианские пресные воды характерны для Амазонского артезианского бассейна и т. д.

Известно, например, что в 1856 г. в Алжирском артезианском бассейне, в 154 км к югу от Бискры, в Тамерне, на глубине свыше 52 м были вскрыты пресные артезианские воды, температура которых составляла 26°. Буровая скважина переливала с дебитом 60 л/сек [5]. Это вполне понятно, так как среднегодовая температура воздуха южных стран равна 20° (и более).

Другой особенностью южной гидрогеологической зоны является недостаточное питание подземных вод вследствие малого количества осадков и сильного их испарения. Грунтовые воды этой зоны — в большинстве «пестрые» по минерализации и составу, с преобладанием солоноватых и соленых в южных частях этой зоны [2, 4, 6].

Гидрохимическая зона «А» (пресных вод) здесь «отмирает» и сменяется зонами «Б» (солоноватых) и «В» (соленых) вод и рассолов. Гидрохимические зоны «Б» и «В» нередко находятся непосредственно у поверхности земли.

V гидрогеологическую зону нужно рассматривать как зону взаимосвязи пестрых по минерализации и составу грунтовых вод с артезианскими солоноватыми и солеными водами. Солоноватые и соленые воды в южных бассейнах пользуются исключительным преобладанием. Однако

будет ошибкой считать, что под солоноватыми и солеными грунтовыми и верхними артезианскими горизонтами в южных бассейнах не могут быть вскрыты пресные воды. Отмечены случаи, когда в артезианских бассейнах юга имеет место обратная IV гидрогеологической зоне гидрохимическая зональность: пресные воды залегают в более глубоких горизонтах под солоноватыми и солеными, как, например, в Чуйском артезианском бассейне, в некоторых районах Сыр-Дарьинского артезианского бассейна (Приташкентском) и в др. Чаще всего это объясняется более совершенным водообменом нижних артезианских горизонтов и тем, что область поглощения вод этих горизонтов располагается в пределах склонов горных сооружений или находится на возвышенностях с благоприятными условиями питания грунтовых вод (северное Приаралье).

Типичными примерами артезианских бассейнов юга являются Прикаспийский, Закаспийский и группа Приаральских артезианских бассейнов. Для них наиболее характерны малая мощность, а иногда и полное отсутствие гидрохимической зоны пресных артезианских вод.

Разумеется, V гидрогеологическая зона артезианских бассейнов не является последней в системе гидрогеологических зон,— в южных странах в ближайшее время будут выявлены другие гидрогеологические зоны артезианских вод. Так, артезианские бассейны теплых и горячих пресных подземных вод Южной Америки, Африки, Австралии должны быть выделены в особую группу бассейнов тропического и экваториального климатических поясов.

Остановимся на вопросе о положении артезианских бассейнов как структурных гидрогеологических единиц по отношению к выделенным выше гидрогеологическим зонам. Одни бассейны, большей частью малых и средних размеров, располагаются в пределах одной какой-либо гидрогеологической зоны; например, Московский бассейн находится в IV гидрогеологической зоне, Иркутский — в III, а Закаспийский — в V. Другие бассейны, наоборот, могут быть приурочены к нескольким зонам. Так, Верхне-Ленский бассейн находится в пределах II и III гидрогеологических зон, Северо-Двинский — в пределах III и IV гидрогеологических зон, Печорский артезианский бассейн располагается в пределах II, III и IV гидрогеологических зон. Наиболее крупный и сложный артезианский Западно-Сибирский бассейн на севере входит, повидимому, в состав I гидрогеологической зоны, а на юге — в V. Таким образом, этот бассейн приурочен к пяти гидрогеологическим зонам.

Из сказанного следует, что по числу гидрогеологических зон можно различать артезианские бассейны, входящие в пределы одной, двух, трех, четырех и даже пяти зон.

Выделенные выше гидрогеологические пояса и зоны не вполне совпадают с широтными климатическими поясами (зонами), установленными для земного шара [1]. Так, Б. П. Алисовым [1] на территории СССР выделены (с севера на юг) следующие пояса: арктический, субарктический, умеренных широт, субтропический. Южнее пределов СССР выделены тропический и два экваториальных пояса.

На 1-й гидрогеологический пояс накладываются климатические пояса: арктический и субарктический — полностью и пояс умеренных широт — в восточной его части. На 2-й гидрогеологический пояс накладываются климатические пояса умеренных широт и субтропический. То обстоятельство, что граница между 1-м и 2-м гидрогеологическими поясами проходит внутри климатического пояса умеренных широт, объясняется различием принципов, положенных в основу выделения поясов: в первом случае — для гидрогеологических поясов — мерзлотно-гидрогеологическим фактором, во втором случае — для климатических поясов — климатическим. Точно так же граница между северной и южной зонами 2-го гидро-

геологического пояса сдвинута на север по сравнению с границей между климатическими поясами умеренных широт и субтропическим. Эти несовпадения являются вполне естественными и не могут исключить наличия широтных гидрогеологических поясов и зон, схема которых приведена выше (рис. 1).

При рассмотрении зональности необходимо учитывать также и фактор времени (геологического).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. Географиздат, 1950.
2. Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод Европейской части СССР. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. III, 1948.
3. Ефимов А. И. Якутский артезианский бассейн подмерзлотных вод. Изд. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.
4. Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. VI, 1949.
5. Келлер Г. Напорные воды. Гостехиздат, 1930.
6. Кунин В. Н. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XII, № 1, 1948.
7. Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Очерки по региональной гидрогеологии СССР. «Материалы к познанию геологического строения СССР», нов. сер., вып. 8 (12), М., 1947.
8. Толстихин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод (на примере СССР). Записки Ленингр. горн. ин-та, т. XXIX, вып. 2, 1953.
9. Stappenbeck R. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Stuttgart, E. Schweitzenbart, 1920.

Г. Я. БОГДАНОВ

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ВОЛГО-УРАЛЬСКИХ ПЕСКОВ

Массив Волго-Уральских песков (Рын-пески) расположен в южной части Волго-Уральского междуречья Прикаспийской низменности (рис. 1).

Рельеф массива Волго-Уральских песков резко расчленен и разнообразен по своим формам.

В северо-западной части массива (урдинские пески) рельеф представлен чередующимися полосами крупнобугристых песков шириной до 6—8 км и песчаных равнин (ашиков). Крупнобугристые пески возвышаются над ашиками на 8—10 м. Остальная часть массива представляет собой сочетание котловин выдувания с буграми, грядами и барханами. Котловины выдувания — понижения, образовавшиеся в результате выдувания песка ветром. Они наблюдаются самой разнообразной формы и величины. Глубина их достигает 2—3 м.

В массиве волго-уральских песков встречаются «действующие» котловины выдувания, из которых происходит вынос песка (разбитые и барханные пески) и «недействующие» (заросшие).

Бугры здесь наблюдаются различной формы и высоты. Различают мелкие, средние и крупные бугры. По отношению к котловинам выдувания их высота соответственно достигает 3—4, 4—8, 8—10 м.

Гряды — асимметричные валообразные скопления песка (обычно заросшие или слабо заросшие), прослеживающиеся на значительном расстоянии в определенном направлении. В массиве волго-уральских песков гряды простираются преимущественно с запада на восток. Они имеют крутой северный склон (30—40°) и пологий южный (15—20°). Над котловинами выдувания гряды возвышаются на 5—6 м.

Барханы — обтекаемой формы скопления сыпучего песка, ориентированные перпендикулярно ветру. Для них характерны пологий (15—20°) наветренный склон и крутой (30—45°) подветренный и способность перемещаться под влиянием ветра. Кроме одиночных бархан, в массиве волго-уральских песков встречаются полисинтетические, в которых пологий наветренный склон осложнен небольшими одиночными барханами. В настоящее время барханы образуются на сильно разбитых участках (колодцы, селения), которые получаются, например, вследствие чрезмерного выпаса скота.

В зависимости от сочетания перечисленных элементов рельеф песков может быть бугристый, грядово-бугристый, бугристо-барханный и равнинный (бугорчатый). В равнинных (бугорчатых) песках бугры возвышаются (над пониженными участками) на 1—1,5 м.

Различные формы рельефа в массиве волго-уральских песков возникли, повидимому, после отступления хвалынского моря в основном в результате эоловых процессов, происходящих и в настоящее время.

В восточной части массива волго-уральских песков распространены мелкобугристые, грядово-бугристые, равнинные (бугорчатые), барханные пески, равнины и соры. Волнистые равнины приурочены преимущественно к окраине песчаного массива.

Особо выделяются в этой части камыш-самарские разливы. Они являются местом сброса рек Большого и Малого Узеней. В геоморфологи-

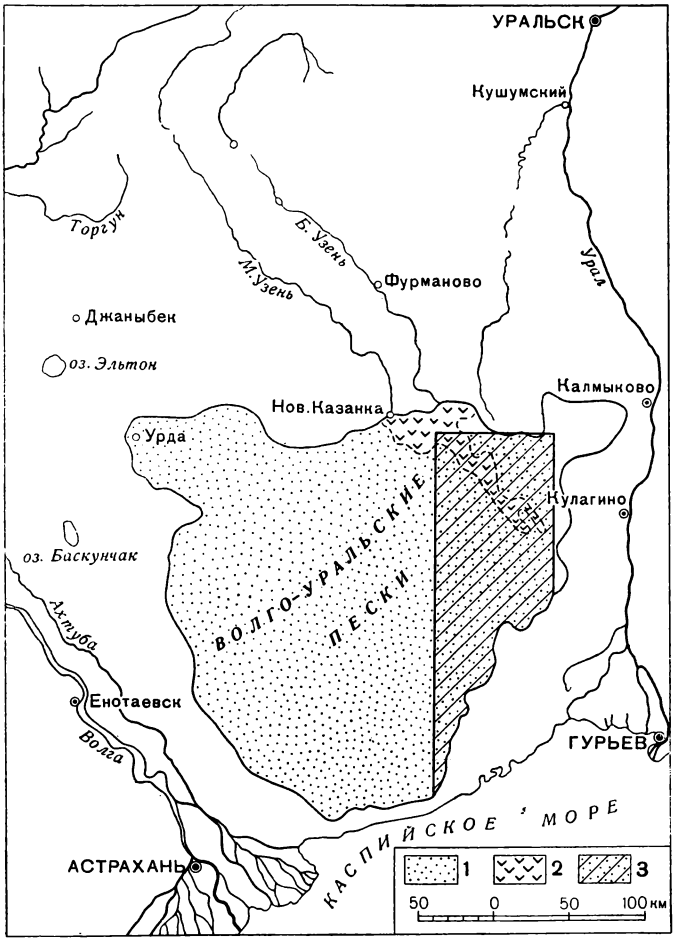


Рис. 1. Схематическая обзорная карта

1 — волго-уральские пески; *2* — камыш-самарские озера и разливы; *3* — описываемый район

ческом отношении это пониженный участок местности шириной от 5 до 15 км, вытянутый с СЗ на ЮВ и изобилующий плоскими днищами пересохших озер.

Геологическое строение описываемого участка изучено слабо.

Наиболее изученными отложениями в данном районе являются древнечетвертичные отложения (бакинский, хазарский и хвалынский ярусы), современные эоловые, озерно-аллювиальные и соровые отложения.

Отложения бакинского яруса выражены преимущественно глинами темных тонов, супесями и суглинками, отложения хазарского яруса представлены мелкозернистыми песками, супесями и суглинками. В верхах хазарского яруса в понижениях рельефа обычно залегают суглинки (ательская свита).

Хвалынский ярус сложен мелкозернистыми песками, внизу — глинистыми, с линзами супесей, суглинков и глин (шоколадные глины).

Современные эоловые отложения представлены мелкозернистыми песками, а озерно-аллювиальные — иловатыми, мелкозернистыми песками, супесями и суглинками. Грунтовые воды приурочены к хвалынским и современным озерно-аллювиальным и соровым отложениям.

В хвалынских отложениях водоносными породами являются мелкозернистые пески, часто — глинистые (плывуны), а водоупором — хвалынские шоколадные глины или суглинки.

В современных озерно-аллювиальных и соровых отложениях водоносны мелкозернистые иловатые пески и супеси, сильно обогащенные хлористыми и сернокислыми солями. Воды этих различных в генетическом и стратиграфическом отношении типов пород образуют единый водоносный горизонт.

Так как шоколадные глины и ательские суглинки залегают отдельными линзами, грунтовые воды имеют связь с водами нижележащего хазарского водоносного горизонта.

Питание грунтовых вод происходит преимущественно за счет атмосферных осадков. Только в пределах камыш-самарских разливов происходит периодическое подпитывание грунтовых вод поверхностными водами.

Дренированность района слабая. Осенью дренами являются некоторые глубокие соры и пересохшие озера. На юге грунтовые воды дренируются Каспийским морем, на востоке — р. Урал.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется в широких пределах (1—10 м) и тесно связана с рельефом. Ближе всего от поверхности грунтовые воды залегают в пересохших озерах, сорах, солончаках и котловинах выдувания. На водораздельных участках волнистых равнин, под буграми и грядами грунтовые воды залегают глубже. Кроме того, глубина залегания грунтовых вод зависит от зарощенности песков и их разбитости. Обычно чем меньше пески покрыты растительностью, тем они больше подвержены процессам развевания и тем лучшими обладают они инфильтрационными свойствами. Поэтому в разбитых и особенно барханных песках наблюдается повышение уровня грунтовых вод. В заросших песках уровень грунтовых вод несколько понижается, так как ухудшаются инфильтрационные свойства грунтов и бóльшая часть поступающей из атмосферы влаги транспирируется растениями. Глубина залегания грунтовых вод также изменяется со временем.

Минерализация грунтовых вод в этом районе чрезвычайно пестрая. Здесь можно встретить пресные воды — с минерализацией до 1 г/л, слабоминерализованные — от 1 до 5 г/л, средней минерализации — от 5 до 10 г/л, минерализованные воды с минерализацией от 10 до 50 г/л и рассолы концентрации выше 50 г/л. Основными являются минерализованные грунтовые воды (10—50 г/л). Слабоминерализованные и пресные воды встречаются в виде отдельных линз незначительной (до 1 м) мощности. Эти линзы располагаются в верхней части горизонта грунтовых вод. Линзы пресных вод обычно встречаются в барханных, разбитых и слабо заросших песках. На севере описываемого района они имеют достаточно широкое распространение.

На юге линзы пресных и слабоминерализованных вод встречаются реже. Здесь они приурочены только к барханным пескам.

Уменьшение количества линз с пресной водой на юге объясняется тем, что здесь в сравнительно недавнем геологическом прошлом территория была залита водами Каспийского моря. После отступления моря вследствие испарения воды наступило еще большее засоление грунтов, и минерализация грунтовых вод увеличилась.

До настоящего времени вследствие слабой дренированности района поверхностные отложения не промыты, и только в барханных песках наблюдается скопление слабоминерализованных вод. На севере поверхностные отложения промыты лучше, чем на юге.

На минерализацию грунтовых вод большое влияние оказывают пересохшие озера и соры. В пересохших озерах и сорах вследствие дренирования и испарения грунтовых вод окружающей местности, а также в результате периодического испарения поверхностных вод происходит концентрация солей. Поэтому грунтовые воды в этих элементах рельефа имеют наибольшую минерализацию.

На участках наибольшего распространения соров и пересохших озер наблюдается общее увеличение минерализации грунтовых вод. На повышенных участках местности минерализация грунтовых вод уменьшается.

Минерализация грунтовых вод изменяется во времени. Весной, при инфильтрации талых вод, минерализация грунтовых вод уменьшается, а к осени увеличивается. По вертикали (сверху вниз) наблюдается повышение минерализации. В одном из шурфов вода, взятая с глубины 2,13 м, имела минерализацию 7 г/л, а взятая с глубины 2,40 м — 19 г/л.

Все колодцы в описываемом районе очень быстро засоляются, так как запасы линз пресной воды иссякают и начинают поступать минерализованные воды.

Чтобы получить пресную воду, даже в барханных песках колодцы не следует углублять в водоносный слой больше, чем на 20—30 см.

По химическому составу слабоминерализованные воды являются хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми и хлоридно-сульфатно-натриевыми.

Минерализованные воды относятся к хлоридно-натриевым, к хлоридно-магниево-натриевым или хлоридно-кальциево-натриевым.

При откачке из колодцев содержание в воде гидрокарбонатов и натрия уменьшается, а хлора и магния увеличивается.

Из хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого типа воды при откачке постепенно превращаются в хлоридно-сульфатно-натриевые и затем — в хлоридно-натриевые или хлоридно-магниево-натриевые.

Самыми распространенными водами в районе являются хлоридно-магниево-натриевые.

Минерализация грунтовых вод тесно связана с глубиной их залегания и литологическим составом поверхностных и водовмещающих отложений.

В пересохших озерах и сорах, где грунтовые воды залегают неглубоко (менее 3 м), они обладают высокой минерализацией (свыше 50 г/л). Почвы здесь представлены солончаками. Из растений растут солянки, солянковая полынь и др.

В котловинах выдувания, барханных и разбитых песках примерно при той же глубине залегания грунтовых вод встречаются линзы пресных вод.

Здесь наблюдаются начальные стадии почвообразования в барханных и разбитых песках и первичные слабогумусированные почвы в закрепленных песках.

Растительность на барханных и разбитых песках встречается довольно редко. На закрепленных песках растут преимущественно песчаная и красная полыни.

В местах залегания линз с пресной водой иногда произрастают камыш и кусты ивы.

Такое различие в минерализации верхнего слоя грунтовых вод в пересохших озерах (сорах и солончаках), с одной стороны, и в песках — с другой, объясняется тем, что в песках происходит накопление воды атмосферных осадков и капиллярное поднятие не достигает поверхности

земли, в то время как в пересохших озерах, сорах и солончаках не только испаряются выпавшие атмосферные осадки и паводковые воды, но в связи с капиллярным поднятием происходит и испарение с поверхности грунтовых вод, что приводит к засолению почв и повышению минерализации грунтовых вод.

Необходимо отметить, что наиболее существенное влияние на почвы и растительность грунтовые воды оказывают при их залегании на глубине не более 5 м.

Как уже указывалось, между минерализацией грунтовых вод и глубиной их залегания существует определенная зависимость. В свою очередь, минерализация грунтовых вод соответствует определенному комплексу почв и растительности. Поэтому гидрогеологические исследования в описываемом районе всегда необходимо увязывать не только с геологией и геоморфологией, но и с почвами и растительностью.

Из приведенного описания видно, что основным источником водоснабжения местного населения являются линзы слабоминерализованных вод, приуроченных к барханным, разбитым и слабозаросшим пескам. Запасы пресных вод незначительны. Засоление колодцев наступает чрезвычайно быстро. Пресной воды для скота обычно не хватает, поэтому для водопоя население использует воду, минерализация которой составляет 10—15 г/л.

Из сказанного следует, что животноводство здесь связано с большими трудностями не только вследствие неустойчивой кормовой базы естественных пастбищ, но и из-за острого недостатка пресной воды.

А. В. ЛЕБЕДЕВ

К ВОПРОСУ ОБ ИЗУЧЕНИИ МИГРАЦИИ ВЛАГИ В ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

Главнейшим вопросом при изучении водного режима почв и подстилающих грунтов является установление динамики почвенной влаги. С явлением передвижения влаги связаны почвообразовательный процесс, условия произрастания растений, формирование грунтовых вод и особенности их режима. Миграция влаги заслуживает внимания и при установлении оптимальной влажности в почвах, необходимой для вегетации сельскохозяйственных культур.

Для решения практических задач в отношении прогноза изменения режима грунтовых вод весьма важен вопрос их питания, что также определяется движением почвенной влаги.

Так как главными источниками питания грунтовых вод являются атмосфера и поверхностные воды, то необходимо установить генетическую связь между водой атмосферы, почвенной влагой и грунтовыми водами. Эта связь осуществляется через почву и подстилающие ее, не полностью насыщенные водой грунты, слагающие так называемую (в гидрогеологии) зону аэрации.

Почве с ее растительным покровом и подстилающей толщей грунтов принадлежит ведущая роль в формировании грунтовых вод, через которые они оказывают влияние на режим вод в открытых водотоках.

В течение годового периода почвы и не полностью насыщенные водой грунты могут служить аккумулятором атмосферной влаги. Последняя при определенных литологических, метеорологических и геотермических условиях по истечении некоторого времени расходуется на питание грунтовых вод или уходит на транспирацию растений совместно с испарением с дневной поверхности. Эта же зона почв и грунтов служит проводником инфильтрующихся вод с поверхности, а также средой для накопления конденсационных вод из паров почвенного воздуха.

Среди сложных процессов, происходящих в зоне почв и аэрируемых грунтов, прежде всего важна миграция влаги между дневной поверхностью и зеркалом грунтовых вод. В зависимости от гидрометеорологических условий, строения самих почв, грунтов и растительного покрова направление передвижения влаги по вертикали и во времени может изменяться. При этом непостоянно во времени и пространстве состояние мигрирующей влаги: последняя может быть в виде пара, адсорбированной и гравитационной воды.

В дальнейшем мы ограничимся рассмотрением режима суммарных запасов адсорбированной, капиллярной и просачивающейся влаги. Запасами парообразной влаги (из-за малой их величины) мы пренебрегаем.

За основу построения схемы миграции влаги в почвах и грунтах мы принимаем баланс ее в этих образованиях, тесно связанный с балансом грунтовых вод. Для этого мы выделяем вертикальную призму, ограниченную сверху дневной поверхностью и снизу — наиболее глубоким уровнем грунтовых вод за период наблюдений.

Одновременно с наблюдениями над естественной влажностью почвы и грунтов должны проводиться систематические наблюдения над колебанием зеркала грунтовой воды. С этой целью оборудуется створ из трех наблюдательных скважин, расположенных строго по направлению потока грунтовых вод, причем центральная скважина закладывается в пункте наблюдения над влажностью.

Между серединами интервалов по створу трех скважин выделяется элемент потока грунтовых вод, для которого может быть написано следующее уравнение:

$$\mu \Delta H = \frac{q_1 - q_2}{\Delta x} \Delta t + w \Delta t, \qquad (1)$$

где μ — водоотдача водоносных грунтов при спаде уровня или недостаток до полного насыщения грунтов водой над капиллярной зоной при подъеме уровня (в долях единицы);

ΔH — величина изменения уровня грунтовой воды за данный период наблюдений, м;

q_1 и q_2 — расход соответственно поступающей в элемент потока или выходящей из него грунтовой воды, м^3/сутки;

Δx — площадь выделенного элемента потока, м^2;

w — суммарное питание грунтовых вод за счет инфильтрации осадков, поливных вод или конденсации водяных паров, м/сутки (отрицательные значения этой величины соответствуют расходу грунтовой воды на суммарное испарение);

Δt — продолжительность периода наблюдений, сутки.

Величины расхода грунтовой воды, поступающей и выходящей из данного элемента потока (q_1 и q_2), определяются по общеизвестной формуле Дюпюи. В качестве исходных данных принимаются: 1) уровни воды в средний момент периода наблюдений для соответствующей пары скважин; 2) мощности потока грунтовых вод, считая от зеркала воды до водоупора; 3) уклон потока и 4) коэффициент фильтрации водоносных грунтов.

Для параллельно-струйчатого (плоского) потока грунтовых вод величины q_1 и q_2 могут быть приняты за единичные расходы (на 1 пог. м ширины потока), а величина x — за протяженность элемента потока (в метрах).

Все члены уравнения (1) являются элементами баланса грунтовых вод и выражаются величиной высоты слоя воды (в метрах).

На основании графиков годового колебания уровня грунтовых вод трех наблюдательных скважин и данных о мощности потока, водопроницаемости, а также по величине водоотдачи грунтов при помощи уравнений неустановившегося движения в конечных разностях вычисляют для каждого промежутка времени величину питания грунтовых вод сверху w м/сутки, а также соответствующую разность между боковым притоком и оттоком грунтовой воды для выделенного элемента потока.

Так, например, для условий горизонтального однородного водоносного пласта расчетным уравнением является следующее:

$$w = \mu \frac{h_{n,\,s+2} - h_{n,\,s}}{\Delta t} - \frac{k}{l_{n-1,\,n} + l_{n,\,n+1}} \times$$

$$\times \left(\frac{h^2_{n-1,\,s+1} - h^2_{n,\,s+1}}{l_{n-1\ n}} - \frac{h^2_{n,\,s+1} - h^2_{n+1,\,s+1}}{l_{n,\,n+1}} \right). \qquad (2)$$

В этом уравнении приняты следующие обозначения:

$h_{n-1,\,s+1}$; $h_{n,\,s+1}$; $h_{n+1,\,s+1}$ — мощности (в метрах) грунтового потока соответственно в верхней $(n-1)$, средней (n) и нижней $(n+1)$ по потоку скважинах на средний момент времени, обозначаемый символом $S+1$;

$h_{n,s}$; $h_{n,\,s+2}$ — мощности грунтового потока в средней скважине (n) на исходный и конечный моменты времени, обозначаемые символом S; $S+2$;

$l_{n-1,\,n}$ — расстояние от верхней по потоку скважины до средней скважины;

$l_{n,\,n+1}$ — расстояние от средней по потоку скважины до нижней;

k — коэффициент фильтрации, м/сутки.

Остальные обозначения прежние.

После вычисления величины питания грунтовых вод сверху w для данного промежутка времени легко определить при помощи уравнения (1) также и разность между притоком и оттоком грунтовой воды, отнесенную к единице площади, т. е.

$$\frac{\Delta q}{\Delta x} = \frac{q_1 - q_2}{\Delta x} \text{ м/сутки},$$

исходя из наблюденного колебания уровня грунтовой воды ΔH в пункте изучения влажности.

Наблюдения над влажностью почв и грунтов позволяют подсчитать суммарные запасы влаги в зоне от дневной поверхности до зеркала воды.

Если этот запас влаги в начале периода наблюдений обозначить через A_1 (в миллиметрах слоя воды), запас влаги в конце периода наблюдений (при измененном положении грунтовых вод) — через A_2, пористость грунтов (почвы) в пределах колебания уровня воды через p (в долях единицы) и изменение уровня грунтовой воды за период наблюдений — через ΔH (в метрах), то получим изменение суммарного запаса влаги в почвенно-грунтовой балансовой призме:

$$1000\ p\Delta H + A_2 - A_1 = \delta \text{ мм слоя воды}.$$

При подъеме зеркала воды к концу наблюденного периода перед величиной ΔH ставится знак плюс, при спаде — минус.

Изменение влагосодержания в призме может происходить за счет влагообмена почвы с атмосферой w_a (мм/сутки) или за счет разницы между боковым притоком и оттоком грунтовой воды $\frac{\Delta q}{\Delta x}$ (м/сутки). Поступлению влаги из атмосферы в почву отвечает положительная величина w_a, испарению совместно с транспирацией растениями — отрицательная величина w_a.

На этом основании баланс влаги в почвенно-грунтовой призме представляется в виде следующего уравнения:

$$p\Delta H + \frac{A_2 - A_1}{1000} = \left(\frac{\Delta q}{\Delta x} + \frac{w_a}{1000}\right)\Delta t. \qquad (3)$$

Нахождение из этого уравнения величины w_a представляет первый этап в расшифровке схемы миграции влаги в почвах и грунтах по вертикали.

Зная величину влагообмена почв и грунтов с атмосферой, а также изменения влагосодержания по отдельным поясам балансовой призмы, можем путем сопоставления этих величин прийти к определенной схеме

миграции влаги (см. рис. 1), где направления передвижения влаги обозначены соответственными стрелками, а абсолютная величина передвигающейся влаги за данный период указана в миллиметрах слоя воды.

Рассматриваемый ниже пример исследования баланса влаги заимствован из работ автора на одном из гидрогеологических стационаров в 1950 г.

Балансовый участок представляет собой поляну площадью 7 га, расположенную между сосновым лесом с еловым подлеском и пашней, занятой под яровыми культурами. До последнего пятилетия поляна также была занята под пашню, но в настоящее время этот участок не распахивают. Растительный покров представлен бобово-злаковым травостоем. Почва — дерново-подзолистая, на грубых супесях, подстилаемых флювиогляциальными песками различной зернистости. В геоморфологическом отношении опытный участок относится к древней флювиогляциальной террасе.

Песчаные флювиогляциальные отложения на глубине 30 м подстилаются юрской глиной, служащей водоупором основного водоносного горизонта — объекта изучения.

Ниже дерново-подзолистой почвы мощностью 0,15 м залегает желтобурая грубая песчанистая супесь, подошва которой достигает 0,40—0,70 м от поверхности земли.

Подстилающие супесь флювиогляциальные пески — мелко- и среднезернистые с переслоями тонких, очень редко в верхней части с включением глинистых частиц (от 0,01—0,001 мм до 1 вес. %). На глубине 1—2 м часто встречаются прослои сильно ожелезненных ржавобурых песков.

Естественная влажность почвы и грунтов определялась весовым способом с трехкратным отбором проб грунта. Пробы извлекали ложковым почвенным буром через интервалы 0,10 и 0,25 м по вертикали — от поверхности земли до зеркала грунтовых вод. Для этого при каждом отборе проб разбуривали три скважины. Такая повторность отбора образцов пород с одних и тех же глубин была предусмотрена для исключения грубых ошибок, могущих возникнуть как при отборе проб, так и при лабораторных определениях влажности. При таком способе отбора проб расхождение суммарных величин запаса влаги по отдельным скважинам составляло 3—5% от среднеарифметического.

Необходимые для расчета запаса влаги объемные веса почвы и грунтов определяли по образцам с ненарушенной структурой в процессе проходки специального шурфа. Мощности отдельных слоев подпочвенных образований уточняли при шурфовке и бурении.

Параллельно с изучением влажности грунтов велись наблюдения над колебанием уровня грунтовых вод, атмосферными осадками, температурой почвы, грунтов и воздуха, а также над просачиванием атмосферных осадков и испарением грунтовых вод при помощи лизиметров [2]. В последних зеркало воды находилось на высоте, очень близкой к естественному уровню грунтовых вод.

Скважины для наблюдения за грунтовыми водами располагали по створу, пересекавшему пункт изучения влажности почв и грунтов, и фиксировали изменения уровней воды по направлению потока. Эти наблюдения позволили увязать баланс влаги в зоне аэрации с балансом грунтовых вод.

Опытные определения коэффициента фильтрации и водоотдачи грунтов были использованы для вычисления питания грунтовых вод по уравнению (2), а также разности между притоком и оттоком грунтовой воды по уравнению (1) для пункта изучения влажности.

Результаты расчета элементов баланса грунтовых вод и баланса влаги зоны аэрации сведены в табл. 1.

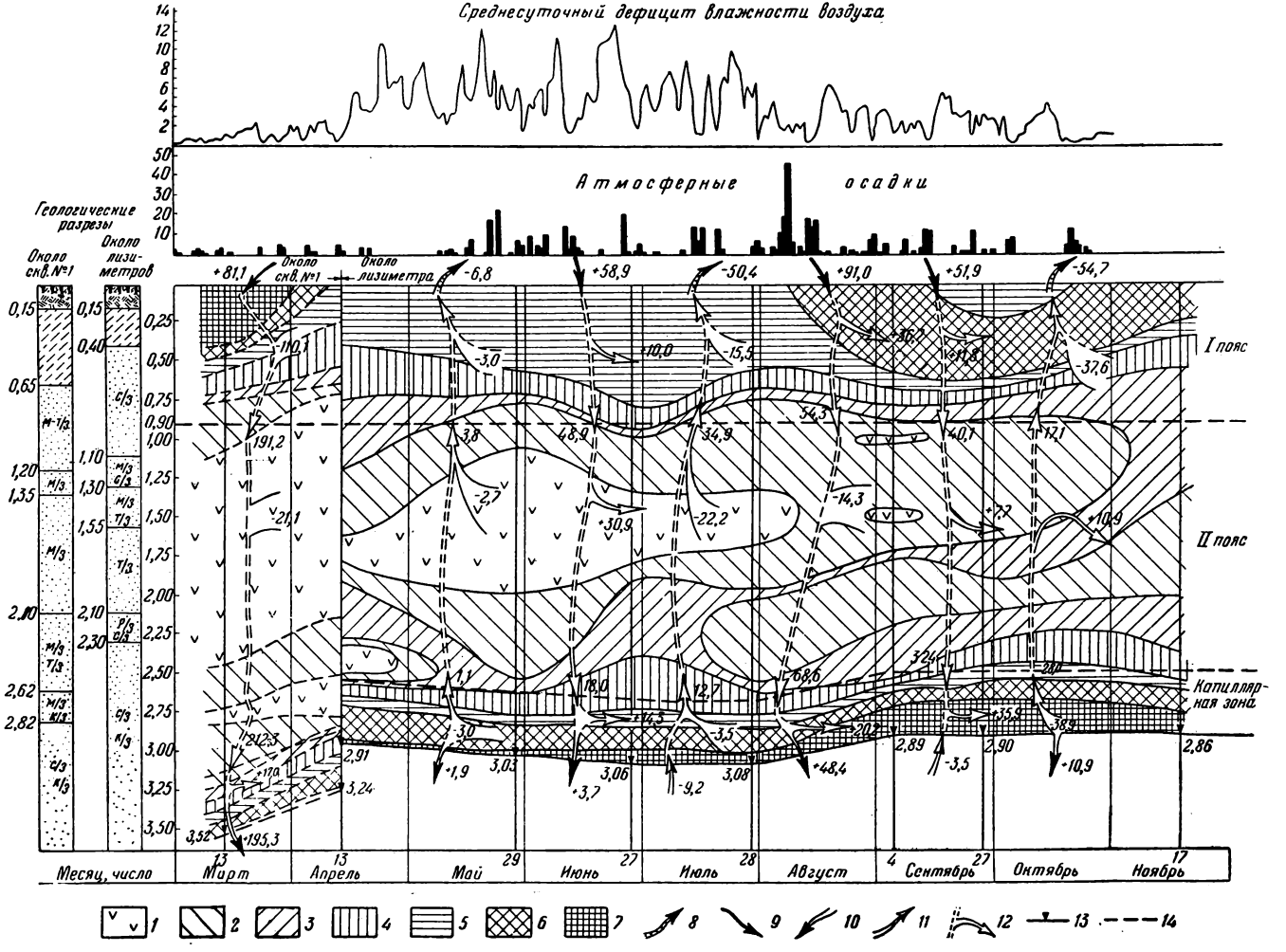


Рис. 1. График гидроизоплет и схема миграции влаги в зоне аэрации за 1950 г.

Среднесуточный дефицит влажности воздуха дан в мб; атмосферные осадки — в мм. Объемная влажность, %: *1* — от 4 до 6; *2* — от 6 до 8; *3* — от 8 до 10; *4* — от 10 до 15, *5* — от 15 до 20; *6* — от 20 до 30; *7* — от 30 до 40.

Направление передвижения влаги: *8* — испарение в атмосферу; *9* — поступление влаги из атмосферы; *10* — поступление влаги в грунтовой поток (инфильтрация до зеркала воды $w\Delta t$ и величина первоначального влагозапаса над капиллярной каймой в пределах измерения уровня ΔH); *11* — убыль грунтовой воды в зону аэрации (дестилляция грунтовых вод вместе с отрицательным изменением влагозапасов над капиллярной каймой в пределах ΔH); *12* — передвижение влаги в промежуточных поясах (цифры со знаком плюс — накопление воды, мм; со знаком минус — убыль влаги для данного пояса, мм); *13* — уровень грунтовых вод от поверхности земли; *14* — границы поясов (цифры без знака, например 18,0 — количество влаги, проходящей через границу поясов за данный период, мм).

Фракции: *м-т/з* — мелкотонкозернистая; *м/з* — мелкозернистая; *т/з* — тонкозернистая; *с/з* — среднезернистая; *к/з* — крупнозернистая.

Таблица 1

Баланс влаги в почвенно-грунтовой призме (в мм слоя воды) за 1950 г.

Элементы баланса	Периоды						
	13/III—13/IV	14/IV—29/V	30/V—27/VI	28/VI—28/VII	29/VII—4/IX	5/IX—27/IX	28/IX—17/XI
Атмосферные осадки	27,6	80,8	102,3	57,7	178,8	61,7	—
Изменения запасов влаги в зоне аэрации:							
в поясе переменной влажности (0—0,90 мм)	—110,1	—3,0	+10,0	—15,5	+36,7	+11,8	—37,6
в поясе относительно устойчивой влажности	—21,1	—2,7	+30,9	—22,2	—14,3	+7,7	+10,9
в капиллярной зоне мощностью 0,40 м	+17,0	—3,0	+14,3	—3,5	+20,2	+35,9	—38,9
Запас воды, полностью насыщающей грунт в пределах изменения уровня (в знаменателе — изменение уровня воды $\frac{p\Delta H \text{ мм}}{\Delta H \text{ м}}$)	+108,0 +0,28	—46,5 —0,12	—11,6 —0,03	—7,7 —0,02	+73,5 +0,19	—3,9 —0,01	+15,5 +0,04
Общее изменение запаса влаги $p\Delta H + \frac{A_2 - A_1}{1000} = \left(\frac{\Delta q}{\Delta x} + \frac{w_a}{1000}\right)\Delta t$ (баланс влаги)	—6,2	—55,2	+43,6	—48,9	+116,1	+51,5	—50,1
Разница между боковыми притоком и оттоком грунтовой воды $\frac{\Delta q}{\Delta x}\Delta t$*	—87,3	—48,4	—15,3	+1,5	+25,1	—0,4	+4,6
Поступление воды из атмосферы в зону аэрации (+) или обратно (—) $w_a \Delta t$	+81,1	—6,8	+58,9	—50,4	+91,0	+51,9	—54,7
Суммарное поступление влаги в грунтовый поток (инфильтрация до зеркала воды совместно с влагозапасом над капиллярной каймой в пределах изменения уровня ΔH, вычисленное по схеме миграции влаги (см. рис. 1)	+195,3	+1,9	+3,7	—9,2	+48,4	—3,5	+10,9

* Величина $\frac{\Delta q}{\Delta x}\Delta t$ определена по данным колебаний уровня грунтовой воды в трех наблюдательных скважинах, расположенных по направлению потока.

При помощи уравнения (3) определена величина влагообмена почвогрунтов с атмосферой w_a. Этот расчет явился основанием для построения схемы миграции влаги по вертикали и во времени.

Из предшествующих работ автора на этом же участке [2] была установлена неоднородность почвенно-грунтовой толщи в отношении динамики почвенной влажности.

До глубины 0,90 м от поверхности почвы выделяется пояс наиболее переменной объемной влажности (7—30%), ниже — до капиллярной каймы — пояс с относительно мало изменяющейся влажностью (6—10%); этот пояс постепенно переходит в капиллярную кайму, мощность которой принята равной 0,40 м.

Рассмотрим результаты наблюдений и расчета баланса влаги (см. рис. 1 и таблицу).

Вначале наблюдения проводились около скв. № 1, затем они были перенесены на несколько десятков метров в сторону, к месту установки лизиметров. Первый наблюденный период — с 13 марта по 13 апреля 1950 г.— характеризовался сравнительно низкой температурой воздуха (в начале апреля она составляла около нуля). В конце марта закончилось снеготаяние. Почвенный слой и подстилающие грунты оттаяли в начале апреля.

Отсутствие поверхностного стока на поляне привело к значительному просачиванию талых вод в почво-грунты. Балансовый подсчет показал обогащение за указанный период почвенно-грунтовой призмы за счет снеговых вод на 81,1 мм.

Оттаивание почвы и подстилающих грунтов сопровождалось нисходящим передвижением заключенной в них влаги. Из верхнего пояса убыло 110,1 мм влаги, что вместе с указанной выше инфильтрацией осадков составило 191,2 мм влаги, которая поступила в средний пояс. Уменьшение влаги во втором поясе на 21,1 мм частично было связано с уменьшением мощности этого пояса на 0,28 м в связи с подъемом зеркала грунтовой воды.

К капиллярной кайме нисходящий ток гравитационных вод в указанный период составил 212,3 мм, что привело к поступлению влаги в грунтовый поток в количестве 195,3 мм.

Существовавший боковой отток грунтовых вод на поляне, за вычетом притока за этот период, составил 87,3 мм, отчего несколько снизился ожидаемый подъем уровня грунтовых вод.

Влага оттаявших почв и грунтов задержалась капиллярной каймой в количестве 17,0 мм. В результате этого процесса миграции влаги уровень грунтовой воды поднялся всего на 0,28 мм.

Возрастание влагосодержания в капиллярной кайме, повидимому, связано с увеличением ее влагоемкости в связи с наибольшим охлаждением грунтов в этот период (до 4° С).

Следующий период — с 14 апреля по 29 мая 1950 г.— характеризовался высокой температурой воздуха (в среднем около 20° С). Осадков выпало всего 80,8 мм. Интенсивный прогрев почвы и подстилающих грунтов, наблюдавшийся в апреле, в мае стал более слабым. В течение нескольких суток мая на глубине 1,5—1,8 м наблюдалась даже стабильность температуры (около 8° С).

В этот период отмечено незначительное изменение влагосодержания в отдельных поясах почвенно-грунтовой призмы. Балансовыми расчетами установлена убыль влаги из почвы в атмосферу в количестве 6,8 мм. Запасы грунтовых вод пополнились чрезвычайно мало — всего на 1,9 мм.

Период с 30 мая по 27 июня 1950 г. характеризовался нисходящим передвижением влаги во всех поясах почвенно-грунтовой призмы, что было вызвано увеличенным выпадением осадков и уменьшенным расходованием их на испарение ввиду более низких температур воздуха по

сравнению с предшествующим периодом (в среднем около 12° С). Осадков выпало 102,3 мм. Через почву из атмосферы поступило 58,9 мм влаги, что составляет 57% от осадков. Из этого количества влаги в верхнем поясе задержалось только 10,0 мм, средний пояс приобрел 30,9 мм, капиллярная кайма увеличила свой запас на 14,3 мм, а грунтовые воды получили всего 3,7 мм.

Как видно из графика гидроизоплет, в средней части второго пояса объемная влажность песков не превышала 4—6%, что близко к их максимальной молекулярной влагоемкости. Это дает основание предполагать нисходящее передвижение влаги в виде пара. При этом рассматриваемому периоду отвечает интенсивное прогревание грунтов с поверхности.

Бедный осадками период с 28 июня по 28 июля 1950 г. (осадков выпало всего 57,7 мм) отличался повышенной испаряемостью (среднесуточный дефицит влажности воздуха достигал 10 мб).

По всему разрезу почво-грунтов с поверхности земли до зеркала грунтовых вод отмечено восходящее передвижение влаги. Общая потеря ее в атмосферу за 31 сутки достигла 50,4 мм; при этом из верхнего пояса израсходовано на испарение вместе с транспирацией растительностью — 15,5 мм, из среднего пояса — 22,2 мм. Потеря влаги капиллярной каймой совместно с расходом грунтовых вод на испарение достигла 12,7 мм.

Потеря запасов грунтовых вод на испарение (9,2 мм) составила 18% от общих потерь влаги почвенно-грунтовой призмой. По отношению к выпавшим осадкам суммарное испарение из зоны аэрации (совместно с транспирацией) с поверхности почвы за июль 1950 г. составило 87%, а испарение грунтовых вод — 16%.

В последующий период — с 29 июля по 4 сентября 1950 г. выпало 178,8 мм осадков, что значительно превысило выпадение осадков в аналогичный период 1949 г. С этим обстоятельством связано значительное увлажнение всех поясов почвенно-грунтовой призмы.

Наибольшее обогащение инфильтрующейся воды отмечено для верхнего пояса, запас влаги которого возрос на 36,7 мм; в капиллярную кайму поступило дополнительно 20,2 мм влаги.

В связи с обильным выпадением осадков на балансовом участке отмечено накопление грунтовой воды за счет превышения бокового притока над оттоком на 25,1 мм. Поступление грунтовой воды происходило со стороны рядом расположенного лесного массива, где верхний водоносный горизонт залегает более высоко на древнеозерных глинах.

Из балансового расчета и схемы миграции влаги (см. рис. 1) следует, что питание грунтовых вод за данный период составило 48,4 мм или 53% от общего поступления влаги (91,0 мм) через поверхность почвы из атмосферы. По отношению к выпавшим осадкам питание грунтовых вод достигло 27%, а общее накопление влаги в почвенно-грунтовой призме составило 51%.

В связи с положительным питанием грунтовых вод их уровни поднялись на 0,19 м.

Следующие наблюденные периоды — с 5 по 27 сентября и с 28 сентября по 17 ноября 1950 г.— характеризовались интенсивным охлаждением почвы и грунтов с дневной поверхности до зеркала грунтовых вод. В связи с этим в начале октября установился осенне-зимний режим температуры грунта, при котором с приближением к поверхности почвы температура заметно уменьшалась (с 11 до 7—8° С). В сентябре выпадение осадков составило всего 61,7 мм. При этом отмечалось обогащение влагой верхнего пояса (на 11,8 мм) и капиллярной каймы (на 35,9 мм).

Увеличение влагосодержания в капиллярной кайме в основном обусловливалось возрастанием влагоемкости грунтов в связи со снижением ее температуры. Средний пояс служил проводником нисходящей влаги.

В результате увеличения влагоемкости капиллярной каймы отмечено небольшое отсасывание грунтовой воды кверху, вследствие чего снизились запасы грунтовых вод на 3,5 мм. Наиболее ярко выраженное восходящее движение влаги — от зеркала грунтовой воды к поверхности почвы — отмечалось в октябре и ноябре. При этом капиллярная кайма потеряла при восходящем движении влаги 28,0 мм, а верхний пояс — 37,6 мм. Грунтовые воды получили питание из капиллярной каймы в размере 10,9 мм, что было обусловлено, повидимому, атмосферными осадками предшествующего периода (в течение сентября). Более длительное просачивание атмосферных осадков до зеркала грунтовой воды осенью связывается со значительным охлаждением почв, подпочвенных грунтов и капиллярной зоны.

Из рассмотренного примера изучения баланса и передвижения влаги в почвах и грунтах можно сделать следующие выводы.

1. Схему передвижения влаги от поверхности почвы до зеркала грунтовых вод можно представить на основании совместного изучения баланса влаги в почвенно-грунтовой толще и баланса грунтовых вод.

2. Балансовый метод позволяет определить суммарное испарение влаги с поверхности почвы из зоны аэрации вместе с расходованием влаги на транспирацию растительностью.

3. Миграция влаги в почвах и грунтах представляет собой сложный процесс передвижения гравитационной, адсорбированной и парообразной воды. Главнейшими факторами этого процесса являются состояние атмосферы (влажность и температура воздуха, атмосферные осадки), геотермика грунтов и их литологический состав, глубина залегания грунтовых вод, а также жизнедеятельность растений, влияющая на микроклимат приземного слоя воздуха.

4. В зависимости от указанных факторов передвижение влаги происходит в различных направлениях по вертикали в отдельные месяцы года.

5. Верхний пояс почвенно-грунтовой призмы (мощностью до 0,9 м) отличается наибольшей динамичностью влаги. Его запасы влаги непосредственно зависят от метеорологических условий.

В весенний период запасы влаги в мерзлом слое почвы и в подпочвенных грунтах при оттаивании слоев сбрасываются в виде гравитационных токов вниз до зеркала грунтовых вод. Вместе с этой влагой сопутствующая инфильтрация талых вод увеличивает запасы грунтовых вод до 30% от годового количества осадков. Влага мерзлых слоев почвы и подстилающих грунтов, идущая на питание грунтовых вод весной, составляет свыше 50% от общего питания за этот период.

В дождливые месяцы почвы и грунты верхнего пояса накапливают до 40% влаги от общей инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих в те же месяцы. При увлажнении подпочвенных супесчаных отложений свыше 20—30% по объему они служат хорошим проводником инфильтрационных вод.

В засушливые месяцы года почвы и грунты верхнего пояса не только теряют влагу на испарение и транспирацию растениями, но и служат проводником восходящей влаги из более глубоких горизонтов зоны аэрации. Поступление влаги снизу к почвенному слою может в два и более раз превышать собственный расход влаги почвой на испарение.

6. Средний пояс почвенно-грунтовой призмы (ниже 0,90 м), отличающийся относительно устойчивой влажностью, летом является основным проводником нисходящих или восходящих токов влаги.

В осенний и зимний периоды этот пояс проявляет себя как аккумулятор влаги, сохраняющий ее запасы до следующей весны, когда происходит сброс этой влаги в грунтовый поток.

В засушливое время года объемная влажность в средней части этого пояса снижается до 4—6%, что может служить некоторым основанием для предположения парообразного перемещения влаги сверху вниз.

Пополнение влагой этого пояса происходит с наступлением осенне-зимнего режима температуры почвы и грунтов, при котором температура уменьшается по направлению с глубины к поверхности почвы. Основным источником пополнения влагой этого пояса осенью и зимой являются грунтовые воды, которые в это время испытывают дестилляцию к дневной поверхности.

В дождливые месяцы года питание атмосферной влагой среднего пояса почвенно-грунтовой толщи достигает 30% от количества выпадающих осадков.

7. В весенний период и осенью в связи с наибольшим охлаждением грунтов капиллярной каймы повышается ее влагоемкость, что приводит к обогащению влагой этой зоны. Увеличение влагоемкости капиллярной каймы может вызывать отсасывание некоторого количества грунтовых вод.

В периоды наибольшего прогревания грунтов капиллярной каймы часть ее водных запасов сбрасывается в грунтовые воды.

8. Рассмотренный пример изучения миграции влаги в хорошо аэрированных грунтах (флювиогляциальных песках) указывает на наличие тесной связи между запасами почвенной влаги, динамикой грунтовых вод и выпадением осадков.

В засушливые летние месяцы от грунтовых вод и капиллярной каймы, залегающих на глубине около 3 м, к почвенному слою подходит влага в количестве, достигающем 25% от общих потерь почвой на испарение. В дождливые месяцы почва и подпочвенные образования верхнего пояса пропускают влагу до 60% от общей инфильтрации осадков, задерживая в себе только до 40% влаги.

9. Установление в дальнейшем количественных связей между метеорологическими факторами и питанием грунтовых вод за счет влаги, накопленной в зоне аэрации, позволит обоснованно осуществлять прогнозы режима грунтовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгов С. И. О формах и состояниях почвенной влаги. «Почвоведение», № 7, 1946.
2. Лебедев А. В. Изучение режима и баланса грунтовых вод по стационарным наблюдениям. Методы исследований и расчетов при инженерно-геологических и гидрогеологических работах. Госгеолиздат, 1951.
3. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод, 2-е перераб. и дополн. изд., Госгеолиздат, 1943.
4. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е, АН СССР, 1936.
5. Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв. «Материалы по изучению водного режима почв». Труды Почв. ин-та АН СССР, т. XXXII, 1950.

Г. И. КОСТИНЕНКО

О ПОНИЖЕНИИ СОДЕРЖАНИЯ ВЛАГИ В ГРУНТАХ[1]

I. К ТЕОРИИ ДРЕНИРОВАНИЯ ГРУНТОВ

1. Общая часть

В вопросах укрепления земляного полотна дорог большое значение имеет вода. Когда в зимний период вода в грунтах замерзает, на участках пути с неоднородными грунтами в основании возникают «пучины» (взбугривания) [4]. Наиболее часто пучинные «горбы» появляются на участках пути, где грунтовая вода находится в свободном состоянии. Однако исследованиями установлено, что образование пучин может происходить и при наличии грунтов, увлажненных свободной водой, находящейся в капиллярном состоянии [1].

В борьбе с пучинами и другими деформациями земляного полотна усилия в основном должны быть направлены на понижение содержания влаги в грунтах [14].

Вода в почвах и грунтах находится в различных формах и состояниях и соответственно обладает различными физическими свойствами; это обстоятельство необходимо учитывать при осуществлении мероприятий по укреплению грунтов.

Так, в борьбе с пучинами широко применяется устройство дренажей. Но, как показали исследования, дренажи иногда не достигают цели [5], т. е. они не понижают содержания влаги в грунтах до того предела, при котором пучины уже не могли бы возникать. Недостаточная эффективность дренажей, применяемых на железнодорожном транспорте, объясняется тем, что для осушения грунтов земляного полотна необходимо не только отвести грунтовую воду, подчиняющуюся в своем движении закону силы тяжести (на что и рассчитаны обычные дренажи), но также извлечь из грунтов и отвести также капиллярную воду, находящуюся под влиянием молекулярных (точнее — менисковых) сил.

Необходимость отвода капиллярных вод возникает и при предотвращении деформаций основной площадки железнодорожного земляного полотна, на котором укладывают балластный слой. Здесь вода атмосферных осадков, попадая в песчаную балластную призму, превращается в

[1] Автор выражает благодарность проф. В. А. Приклонскому за ценные указания, сделанные им при просмотре рукописи, а также б. начальнику технического отдела Центрального округа железных дорог инж. Б. В. Кантору и сотруднику Мосгипротранса Министерства путей сообщения Л. А. Исаковской за помощь, оказанную в организации и проведении научной работы по данной проблеме.

капиллярную воду и не стекает по уклонам, придаваемым земляному полотну, удерживаясь в песке капиллярными силами.

В настоящей работе мы ставили перед собой задачу изыскать пути к уменьшению содержания воды в грунтах, использовав при этом наиболее доступные методы и самые дешевые и распространенные строительные материалы.

Мероприятия по понижению содержания влаги в грунтах разделяются на сбор и отвод грунтовой воды (по терминологии Долгова — гравитационной воды) и на понижение содержания влаги в грунте, удерживаемой молекулярными (менисковыми) силами (по Долгову — капиллярной воды [3]). Мы ставили перед собой вторую задачу — понизить в грунте содержание влаги, удерживаемой молекулярными (менисковыми) силами.

Процесс понижения содержания влаги в грунте состоит из двух фаз: 1) восприятия воды из грунта дренирующим материалом и 2) отдачи воды этим материалом. В свою очередь, отдача воды дренирующим материалом может быть осуществлена двумя способами: сбросом капиллярных вод вниз в водоприемник или доведением капиллярного поднятия до дневной поверхности, где капиллярная вода, соприкасаясь с воздухом, испарится.

2. Передвижение капиллярных вод в разных грунтах в горизонтальном направлении

Характерной особенностью поведения капиллярной воды в грунтах является то, что она, подобно физически связанной воде, не вытекает в выработки (колодцы, шурфы, дренажи) и удерживается в порах грунта силами поверхностного натяжения, величина которых превышает силы тяжести [11, 12].

В теории движения капиллярной воды основными факторами являются различия во влажности, плотности и гранулометрическом составе отдельных слоев грунта. При наличии в грунте капиллярной воды разница во влажности слоев грунта имеет большое значение, так как вода передвигается от более увлажненных слоев к менее увлажненным.

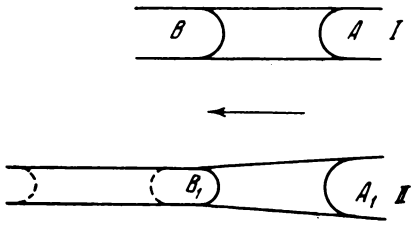


Рис. 1. Передвижение воды от крупных капилляров к более мелким.

По Ф. Е. Колясеву [6], рыхло сложенные грунты отдают воду более плотным грунтам с более тонкими капиллярами (порами), «так как тонкие капилляры отсасывают воду из более крупных».

Особенно большое значение при передвижении капиллярной воды имеет различие слоев по их гранулометрическому составу, так как вода передвигается от слоев грунта с крупнозернистыми фракциями к слоям, состоящим из более мелких фракций [9].

Для объяснения этого явления рассмотрим движение воды в различных капиллярах (рис. 1). В капиллярной трубке *I* силы, действующие у менисков *A* и *B*, будут одинаковы и, согласно формуле Лапласа, равны

$$K-\frac{2\alpha}{r_a}=K-\frac{2\alpha}{r_в}, \qquad (1)$$

где K — нормальное давление жидкости для плоской поверхности;
$r_a=r_в$ — радиусы кривизны менисков;
α — поверхностное натяжение воды.

Если мы уменьшим капилляр слева от мениска B так, что радиус мениска станет меньше r_a, или возьмем коническую трубку II, тогда уравнение (1) примет вид

$$K-\frac{2\alpha}{r_a}>K-\frac{2\alpha}{r_{в_1}}, \qquad (2)$$

так как

$$\frac{2\alpha}{r_{в_1}}>\frac{2\alpha}{r_a};$$

следовательно, поверхностное давление мениска A_1 станет больше поверхностного давления мениска B_1. Вода будет передвигаться от A_1 к B_1 (от более широких пор к менее широким) до тех пор, пока не уравновесится давление на обоих концах столбика воды в капилляре. Это произойдет тогда, когда один конец столбика воды выйдет из капилляра и увеличит радиус мениска, либо весь столбик воды войдет в суженный капилляр, и радиусы менисков сделаются равными. После такого передвижения воды в широкой части капилляра останется только пленочная вода, наличие которой в грунте соответствует количеству, не превышающему максимальной молекулярной влагоемкости его (ММВ).

Для понижения содержания влаги в грунтах необходимы дренажи новой конструкции, которые, в отличие от старых, автором названы влагопонизителями грунтов. В борьбе с пучением грунта влагопонизитель должен не только перехватить грунтовую воду, как мы отмечали, но и отсосать капиллярную воду из осушаемого грунта, так как установлено, что в процессе образования пучин капиллярная вода имеет большое значение [2]. Для этого во влагопонизитель укладывают со стороны притока воды обычный дренирующий материал, а со стороны осушаемой толщи грунта — более тонкий (по гранулометрическому составу) материал по сравнению с осушаемым грунтом [7]. Тогда на контакте двух слоев возникает действие капиллярных сил и происходит передвижение воды от грунта к более мелкому дренирующему материалу, что подтверждено описываемыми ниже опытами.

3. Исследование передвижения капиллярных вод в грунтах

В лабораторных условиях наиболее доступными опытами по выявлению этого вопроса являются опыты с песками.

Нами было проверено передвижение капиллярной воды в песках от крупных фракций к мелким и обратно, а также передвижение ее при контакте разных грунтов — от суглинков к пескам и от песков к суглинкам.

Предварительно в подопытных песках определялась высота капиллярного поднятия $h_к$. В практике уже достаточно известно, что капиллярное поднятие в разных песках зависит от крупности и минералогического состава их. Определение капиллярного поднятия воды в песках проведено в отношении отмытых и неотмытых фракций (табл. 1).

Как видно из данных табл. 1, чисто промытые пески обладают меньшим капиллярным поднятием, нежели непромытые. Это объясняется тем, что песчаные частицы адсорбируют на своей поверхности пылеватые и глинистые частицы и тем повышают свои гидратационные свойства [13].

Опыты по передвижению капиллярной воды проводились в специальных разборных трубках диаметром 4,5 см, состоящих из отдельных секций по 10 см, с отверстиями для взятия пробы на влажность и с отверстиями сверху в горизонтальной части, чтобы исключить влияние сифона (рис. 2).

Трубки ручным способом набивали предварительно отмытым песком разной крупности, фракциями, а именно:

№ 1 . . . . . 2—1 мм — песок крупный
№ 2 . . . . . 0,5—0,25 мм — песок мелкий
№ 3 . . . . . 0,25—0,1 мм — песчаная пыль

Таблица 1

Фракции, мм	Высота капиллярного поднятия воды в песках, см	
	в отмытых песках	в неотмытых песках
3—2	6,5	10,2
2—1	10,5	14,7
1—0,5	11,0	20,5
0,5—0,25	18,0	35,0
0,25—0,1	39,0	51,2
<0,1	56,5	68,0

Таблица 2

Глубина взятия пробы, см	Влажность, %
9,5	10,49
33,8	6,88
51,0	8,60
70,5	24,48

Согласно схеме I в прибор укладывали пески крупнозернистых мелкозернистых и пылеватых фракций и вели наблюдения за передвижением воды от крупных песков к мелким и к песчаной пыли. После появления воды в нижнем сосуде и по окончании опыта определялась по глубине влажность песка в колонне для сброса воды (табл. 2).

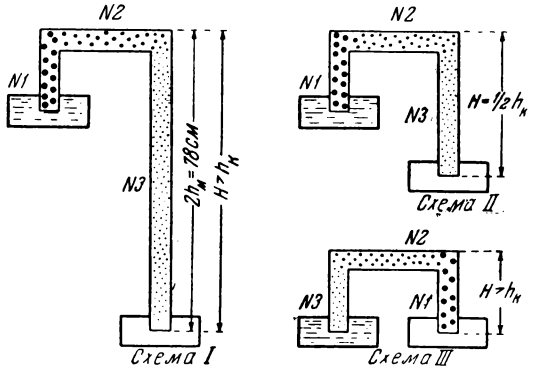


Рис. 2. Схемы приборов по проведению опытов передвижения свободной капиллярной воды

№ 1 — песок крупный, фракции 2 — 1 мм, *№ 2* — песок мелкий, фракции 0,50—0,25 мм; *№ 3* — пыль песчаная, фракции 0,25—0,1 мм.

Результаты опытов показали, что вода передвигается от крупнозернистых фракций к мелкозернистым и далее к песчаной пыли, при этом капельно-жидкая вода появилась в нижнем сосуде на вторые сутки.

Дальнейшие наблюдения позволили учесть количество сбрасываемой воды. При диаметре колонны 4,5 см расход воды за сутки составил 300 — 350 см^3.

Продолжением опытов с капиллярным передвижением воды является схема II, где грунты расположены в той же последовательности, но колонна с песчаной пылью для сброса воды была взята 19 см, что дало трубке длину, бóльшую высоты капиллярного поднятия воды в данном опыте, считая от уровня питания, где левая трубка длиной всего 9 см. В этом случае, как и в предыдущем, передвижение воды происходило. Капельно-жидкая вода появилась в нижнем сосуде при той же интенсивности, что и по схеме I.

При заложении грунтов в обратном порядке — согласно схеме III (рис. 2) — вода от песчаной пыли к мелкозернистому и далее к крупнозернистому песку не передвигалась и песок в колонне для сброса воды оставался сухим.

В однородном песке капиллярно подтянутая вода может передвигаться в горизонтальном направлении на большое расстояние. В нашем случае

(рис. 3) в мелкозернистом песке с капиллярным поднятием в 52,3 см вода передвинулась за 6 час. на 2 м [1].

Это позволяет прийти к заключению о том, что в горизонтальном направлении капиллярная вода в однородном песке может передвигаться на большое расстояние при условии непрерывного подтягивания воды из источника питания, но при этом необходимо, чтобы высота столба грунта над источником питания не превышала зону капиллярного насыщения его.

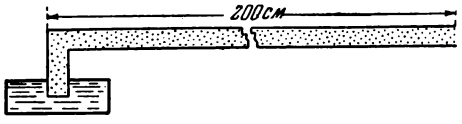


Рис. 3. Схема прибора по изучению горизонтального передвижения капиллярной воды.

Выводы эти находят объяснение при анализе формулы (2), определяющей силы передвижения капиллярной воды в горизонтальном направлении. Как видим, эти силы образуются вследствие разницы в величинах радиусов менисков в различных капиллярах. Подобная разница в радиусах менисков имеет место и в однородном грунте при обогащении его водой. Так, со стороны поступления воды в грунт мениски в капиллярах между частицами грунта будут более плоскими, чем с противоположной стороны, и, следовательно, будут иметь меньшую кривизну. Поэтому вода более сухих участков грунта, имеющая мениски большей кривизны, подтягивает воду из более влажных участков грунта, где мениски имеют меньшую кривизну [3].

Таким образом, капиллярное передвижение воды в однородном грунте может происходить в горизонтальном направлении на большие расстояния ввиду постоянного характера неравенства формулы (2).

Что же касается сил, вызывающих капиллярное поднятие воды, то, как известно из молекулярной физики, они уравновешиваются весом столба поднятой воды, поэтому движение ее вверх ограничено [10].

Изучение передвижения капиллярной воды в горизонтальном направлении в однородном грунте было продолжено в лаборатории ДОРНИИ с любезного разрешения директора ДОРНИИ проф. Н. Н. Ива́нова.

Для опытов был взят мелкозернистый песок, имевший следующую характеристику:

Капиллярное поднятие h_k	35 см
Гранулометрический состав:	
5,0—2,0 мм	1,80%
2,0—1,0 мм	2,47%
1,0—0,5 мм	17,90%
0,5—0,25 мм	38,40%
0,25—0,15 мм	29,00%
0,15—0,07 мм	6,65%
<0,07 мм	3,78%
Коэффициент фильтрации k	4,6 м/сутки

Песок укладывался в прибор по схеме, показанной на рис. 4. Горизонтальную часть трубы укладывали по уровню; длина трубы — 380 см, диаметр ее — 3,5 см; длина питающей трубки h_2 = 14 см. Во время опыта

[1] Опыт был прекращен по техническим причинам.

менялась длина трубки, сбрасывавшей воду, и определялось количество профильтровавшейся воды в зависимости от глубины сброса ее. На основании этих данных построен график расхода воды (рис. 5). Как видим, результаты этих исследований подтверждают явление капиллярного передвижения воды в грунтах в горизонтальном направлении на большие расстояния и указывают на то, что расход воды при капиллярной фильтрации увеличивается с увеличением глубины сброса ее.

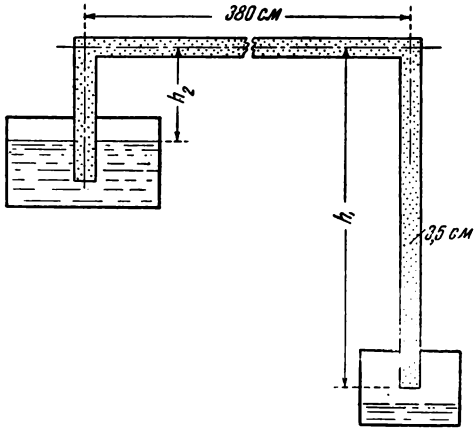


Рис. 4. Схема прибора по изучению капиллярной фильтрации воды.

Опыты по изучению передвижения капиллярной воды от крупных фракций песка к более мелким были дополнены изучением передвижения капиллярной воды в различных грунтах.

Для всех опытов, описываемых в настоящей работе, нами брались четвертичные покровно-делювиальные суглинки и пески разной крупности из района Мытищ Московской обл. В табл. 3 и 4 приведены данные анализов этих грунтов.

Для изучения характера передвижения влаги в горизонтальном направлении от одних грунтов или материалов к другим были поставлены специальные опыты, которые проводились в стеклянных ящиках (типа аквариума). На одну треть ящики заполняли сухим материалом (осушающим), на две трети — мокрым (осушаемым). Во избежание потери влаги во время опытов осушаемый материал покрывали сверху марлей и заливали парафином, осушающий же материал оставляли открытым.

При опытах были применены (в указанной последовательности) материалы, приведенные в табл. 5.

Все осушаемые материалы закладывались при влажности, немного превышающей или равной их капиллярной влагоемкости, а осушающие материалы — воздушно-сухими. Периодически в исследуемых материалах измерялся ход перераспределения влажности. Все проведенные опыты представлены на рис. 6.

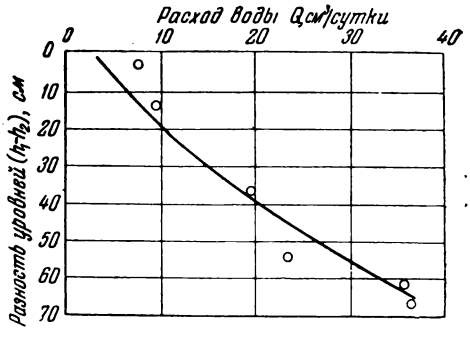


Рис. 5. Зависимость количества профильтрованной воды в капиллярной зоне мелкозернистого песка.

В результате опытов мы пришли к следующим выводам.

1. Передвижения капиллярной воды от суглинка к крупнозернистому песку не происходит. Влажность песка во все время опытов остается очень незначительной и не превышает величины его максимальной молекулярной влагоемкости, т. е. 1,57—1,25%.

2. Крупнозернистый песок не отнимает капиллярную воду и от мелкозернистого песка. Влажность осушающего песка во время опыта изменилась очень мало, оставаясь близкой к его ММВ. Влажность же осушаемого мелкозернистого песка осталась почти в три раза большей его ММВ.

Таблица 3

Гранулометрический состав грунтов, %

Наименование образца грунта	Фракции, мм								Классификация по гранулометрическому составу
	>1,0	1,0—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
Суглинок (№ 5 мытищенский)	3,75	26,4	20,20	3,75	17,0	8,93	12,75	7,22	Средний суглинок
Суглинок (№ 6 московский)	2,50	7,0	18,25	35,30	22,1	3,42	4,23	7,22	Легкий суглинок

Таблица 3 (продолжение)

Наименование образца грунта	>3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	Классификация по гранулометрическому составу
Песок (№ 1 мытищенский)	—	—	0,4	3,10	17,40	75,40	3,70	Очень мелкий песок
Песок (№ 2 сильницкий)	4,20	2,0	11,5	26,20	25,10	25,60	5,45	Средний песок
Песок (№ 3 мытищенский)	26,28	6,6	25,2	23,40	6,13	6,34	6,45	Крупный песок
Песок (№ 4 кореневский)	0,80	0,7	3,5	13,30	30,00	50,30	1,50	Очень мелкий песок
Песок (№ 8 мытищенский)	—	—	—	0,85	1,00	47,45	50,70	Очень мелкий песок (пыль)

Таблица 3 (окончание)

Наименование образца грунта	>10,0	10,0—7,0	7,0—5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1
Шлак паровозный	11,8	3,2	4,0	11,1	7,9	22,9	7,20	11,90	8,70	11,4
Шлак котельный (спекшиеся куски, искусственно раздробленные)	—	—	—	0,1	10,8	44,9	8,97	11,45	11,65	12,3

3. Передвижения капиллярной воды от очень мелкозернистого песка к среднезернистому также не происходит [1].

4. Весьма интенсивно происходит передвижение капиллярной воды от песка к суглинку. Сухой суглинок отнимает воду от насыщенного песка в размере двойной ММВ суглинка и осушает песок до влажности, равной его ММВ.

[1] Уменьшение влаги в очень мелкозернистом песке произошло за счет пленочного передвижения воды до границы, обозначенной пунктиром на схеме рис. 6 — ящик 4.

Таблица 4[1]

Физические свойства грунтов

Наименование грунта	Полная влагоемкость, %	Капиллярная влагоемкость, %	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Высота капиллярного поднятия, см	Предел текучести	Предел пластичности	Число пластичности	Примечание
Суглинок (№ 5 мытищенский)	28,00 29,00	26,00 27,00	10,84 10,60	99,5	25,5 25,00	15,5 17,2	10,0 7,8	Капиллярное поднятие и все физические свойства определялись по просеивании образца через сито с отверстиями диаметром 2 мм
Песок (№ 1 мытищенский)	26,60	24,10	4,82	35,0	—	—	—	
Песок (№ 2 сильницкий)	19,00	18,20	1,92 2,10	26,0	—	—	—	
Песок (№ 3 мытищенский)	18,00	16,30	1,57 1,25	21,5	—	—	—	
Песок (№ 4 кореневский)	—	23,00	2,31	31,0	—	—	—	
Песок (№ 8 мытищенский)	28,30	25,70	3,13	52,3	—	—	—	
Торф	253,00	182,00	—	—	—	—	—	
Шлак паровозный	78,00 77,58	69,47 62,38	24,00 25,10	92,0 80,0	— —	— —	— —	Капиллярное поднятие и физические свойства определялись для частиц диаметром <1 мм
Шлак котельный	34,42	26,27	10,74	18,5	—	—	—	

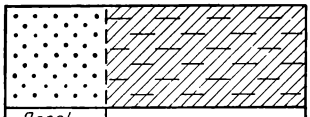
[1] Во второй строке указаны данные параллельных определений.

Таблица 5

№ опыта	Сухой материал	Капиллярно-насыщенный водой материал
1	Песок крупный № 3	Суглинок № 5
2	Суглинок № 5	Песок средний № 2
3	Песок крупный № 3	Песок очень мелкий № 1
4	Песок средний № 2	Песок очень мелкий № 1
5	Шлак котельный раздробленный с фракциями <3 мм	Суглинок № 6
6	Шлак паровозный с фракциями <1 мм	Суглинок № 6

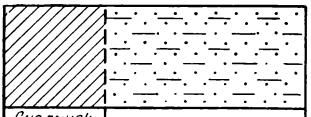
5. Опыты с паровозным и котельным шлаком указывают на то, что как тот, так и другой отнимают воду от насыщенного водой суглинка. Только в качестве осушающего материала у них есть существенное отличие друг от друга. Котельный шлак в массе состоит из крупных спекшихся кусков и глыб, которые могут быть приведены в дисперсное состояние путем искусственного раздробления, превращающего этот материал во фракции, близкие по размерам к крупному и среднему песку с глазированной поверхностью. Паровозный же шлак обладает значительной дисперсностью в его естественном состоянии, при этом поверхность частиц — пористая, жадно удерживающая воду; частицы его легко превращаются в пыль.

Ящик 1



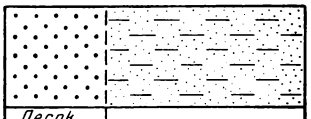
Песок крупн. N3	Суглинок N5	
Влажность, %		Дата
0,07	24,8	17-VIII
0,16	22,6	18-VIII
0,83	22,25	19-VIII
0,64	20,68	20-VIII
0,54	19,32	21-VIII

Ящик 2



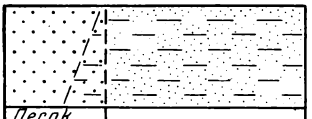
Суглинок N5	Песок средний N2	
Влажность, %		Дата
7,53	18,0	17-VIII
19,04	2,7	18-VIII
20,0	2,01	19-VIII
17,3	2,23	20-VIII
17,5	2,54	21-VIII

Ящик 3



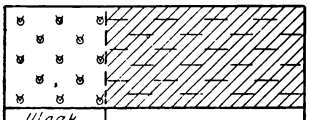
Песок крупн. N3	Песок очень мелкий N1	
Влажность, %		Дата
0,14	18,36	17-VIII
0,11	16,41	18-VIII
0,32	16,56	19-VIII
0,29	14,14	20-VIII
0,17	12,75	21-VIII

Ящик 4



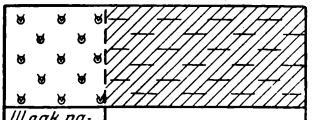
Песок средн. N2	Песок очень мелкий N1	
Влажность, %		Дата
0,2	19,0	17-VIII
1,86	16,55	18-VIII
1,84	12,31	19-VIII
2,14	10,0	20-VIII
2,04	9,87	21-VIII

Ящик 5



Шлак котельный	Суглинок N6	
Влажность, %		Дата
6,6	29,16	20-VIII
12,54	26,46	23-VIII
11,39	24,8	27-VIII
11,05	24,76	29-VIII

Ящик 6



Шлак паровозный	Суглинок N6	
Влажность, %		Дата
4,4	23,7	19-VIII
30,52	18,7	23-VIII
31,6	18,2	26-VIII

Рис. 6. Схемы приборов по изучению передвижения капиллярных вод от капиллярно-насыщенных грунтов и материалов к сухим.

Следовательно, интенсивность поглощения воды в данном случае зависит от степени раздробленности паровозного шлака, т. е. пылеватости. В отличие от котельного шлака, а также от обычных песков, паровозный шлак обладает большой удельной поверхностью. ММВ его равна 25,5%, что соответствует почти полной влагоемкости суглинка.

Как показали опыты, насыщенный водой суглинок был осушен паровозным шлаком до влажности, близкой к пределу пластичности, т. е. вся свободная вода была удалена из суглинка, чего не наблюдалось в опытах с котельным шлаком.

Настоящие опыты весьма убедительно подтверждают явление передвижения капиллярных вод в разнородных грунтах от слоев, состоящих из крупных частиц грунта, к слоям, состоящим из более мелких частиц.

II. ПОНИЖЕНИЕ ВЛАГИ В ГРУНТАХ

1. Передвижение вниз и сброс капиллярных вод

Второй частью работы по влагопонижению грунтов является сброс капиллярной воды дренирующим материалом. Для разрешения этого вопроса обратимся к анализу передвижения капиллярных вод в вертикальном направлении.

В мощных слоях грунта при обеспечении полного стока остающаяся влага распределяется неравномерно; внизу, в слое толщиной, равной высоте капиллярного поднятия данного грунта, находится капиллярная вода, а выше этого слоя — пленочная вода. На рис. 7 приведены для наглядно-

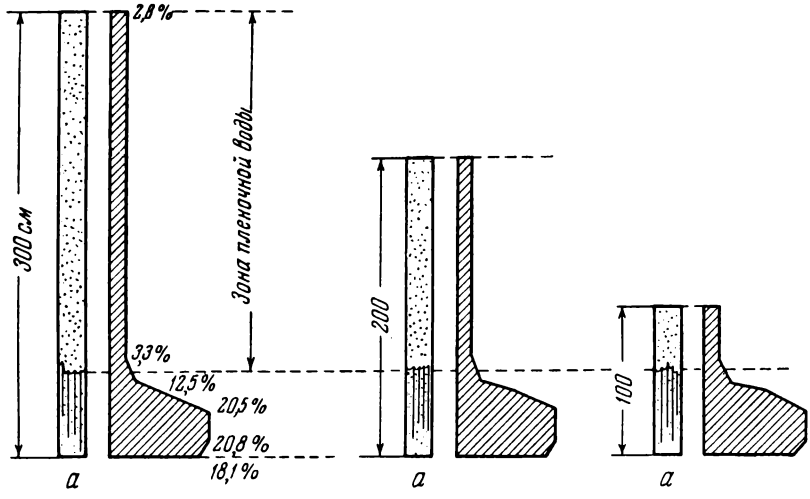


Рис. 7. График распределения влаги в песках (по А. Ф. Лебедеву).

а — трубки с открытыми концами.

сти графики распределения влаги в песчаных колоннах после свободного стока (по опытам проф. А. Ф. Лебедева). Бóльшая влажность нижнего слоя образуется вследствие того, что на границе поверхности раздела увлажненная порода — воздух образуется сплошная пленка воды, поверхностное давление которой и удерживает некоторое количество воды сверх влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости грунта.

Для объяснения этого явления вернемся к рассмотрению движения воды в капилляре (рис. 8). В положении *klmn* силы, действующие на столбик воды, у обоих концов столбика будут одинаковы и по формуле Лапласа равны

$$K-\frac{2\alpha}{r}.$$

У мениска $k-l$ силы поверхностного давления направлены вниз и заставляют столбик воды двигаться вниз, у мениска $m-n$ они направлены вверх и выжимают столбик воды вверх. При равенстве сил поверхностного давления столбик воды в капилляре должен был бы находиться в равновесии, но на столбик воды действует еще сила тяжести, вызывающая гидростатическое давление воды в капилляре на мениски m—n и m_1—n_1, как известно, равное

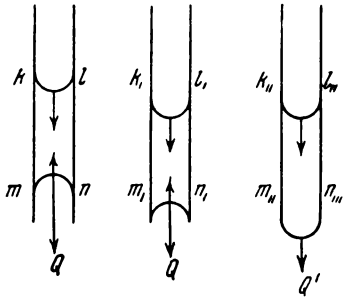


Рис. 8. Движение воды в капилляре.

$$Q = h_к \rho g,$$

где $h_к$ — длина столбика капиллярной воды;
ρ — плотность воды;
g — ускорение силы тяжести.

Под действием этой силы столбик воды движется вниз согласно системе сил, определяемых неравенством

$$K-\frac{2\alpha}{r}+Q>K-\frac{2\alpha}{r} \qquad (3)$$

и будет происходить до тех пор, пока вода не достигнет конца трубки, после чего поверхностное давление вследствие увеличения радиуса кривизны мениска увеличится у нижнего конца. Здесь движение воды прекратится, и равновесие ее будет определяться уравнением

$$K-\frac{2\alpha}{r}+Q=K-\frac{2\alpha}{r_1}, \qquad (4)$$

где r_1 — радиус кривизны мениска m_1-n_1 в конце трубки.

Если в капилляр добавить воду, то нижний мениск будет увеличивать свой радиус, поверхность мениска будет становиться все менее вогнутой и, наконец, перейдет в выпуклую. Тогда равновесие столбика воды на конце капилляра определится соотношением

$$K-\frac{2\alpha}{r}+Q=K+\frac{2\alpha}{r_2}. \qquad (5)$$

Неравенство (3) и уравнение (4) дают представление об условиях и силах, определяющих образование влаги на конце капиллярной трубки.

При движении воды в грунте условия равновесия аналогичны неравенству (3). Вода в порах грунта стекает вниз, оставляя выше только пленочную воду вокруг частиц грунта. Всякая попытка увеличить высоту капиллярной зоны за счет приливания воды сверху вызовет увеличение $h_к$, а следовательно, и Q, что нарушит равновесие (5). Но так как все величины в этой формуле, кроме Q, постоянны, то и Q должно быть постоянно. Поэтому при увеличении Q в результате притекания воды значение его немедленно должно восстанавливаться за счет соответствующего сброса части капиллярной воды [8].

Для работы влагопонизителя грунтов необходимо углубить дренажную траншею и уложить в нее искусственную дренирующую грунтовую колонну с таким расчетом, чтобы общая высота ее была б о л ь ш е высоты капиллярного поднятия дренирующего материала и чтобы подошва колонны находилась н и ж е подошвы о с у ш а е м о й т о л щ и г р у н т а. Тогда при наличии в искусственной колонне более мелкого (по гранулометрическому составу) дренирующего грунта по сравнению с частицами осушаемого грунта капиллярная вода будет передвигаться из осушаемой толщи грунта в искусственную колонну, увеличит капиллярную зону $h_к$ и соответственно увеличит в ней количество капиллярной воды, что приведет к сбросу из искусственной колонны воды в количестве, равном поступившему. Если же дренажную траншею углубить только до подошвы осушаемой толщи грунта, то в искусственной дренирующей грунтовой колонне после капиллярного насыщения ее не будет создано условий для увеличения капиллярной зоны $h_к$ и количества капиллярной воды. Следовательно, не произойдет ни передвижения капиллярной воды из грунта к дренирующему материалу, ни сброса воды из дренирующего материала.

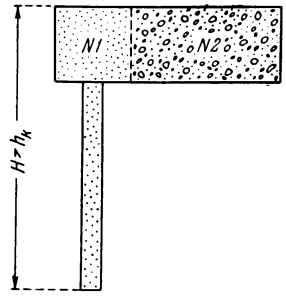


Рис. 9. Схема прибора при опытах по понижению содержания капиллярной воды в песке:

№ 1 — дренирующий материал; *№ 2* — осушаемый грунт; H — общая высота дренирующего материала; $h_к$ — капиллярное поднятие дренирующего материала.

2. Опыты по понижению влаги в песчаных грунтах с отводом воды вниз

Для опытов были использованы стеклянные ящики. В дно ящика вставлялась металлическая трубка диаметром 2 см. Длину трубки для каждого опыта подбирали такою, чтобы общая высота столбика дренирующего материала в стеклянном ящике вместе с продолжением его в трубке была больше высоты капиллярного поднятия данного материала (рис. 9); это требование вытекает из условий, необходимых для обеспечения сброса капиллярной воды.

Для определения влажности в середине заложения материала периодически брались пробы из обеих частей ящика.

Таблица 6

№ опыта	Дренирующий материал	Осушаемый материал
1	Песок очень мелкий — образец № 8 (ящик № 1)	Песок крупный — образец № 3
2	Песок крупный — образец № 3 (ящик № 2)	Песок очень мелкий — образец № 8
3	Пыль крупная и мелкая, фракции $<0{,}1$ мм (ящик № 3)	Песок очень мелкий — образец № 8
4	Пыль песчаная, фракции 0,25—0,1 мм (ящик № 4)	Песок мелкий, фракции 0,5—0,25 мм
5	Пыль песчаная, фракции 0,25—0,1 мм при $H = 39$ см $= h_к$ (ящик № 5)	Песок мелкий, фракции 0,5—0,25 мм
6	Пыль песчаная, фракции 0,25—0,1 мм при $H = 22$ см $< h_к$	Песок мелкий, фракции 0,5—0,25 мм

При опытах последовательно были применены материалы и грунты, указанные в табл. 6; результаты опытов, длившихся свыше 2 мес., сведены в табл. 7—12.

Таблица 7

Данные опыта № 1

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
26/I	15,69	17,82	7/II	8,34	3,25
31/I	8,10	4,0	14/II	7,26	2,73

Грунты

№ 1 — песок очень мелкий — образец № 8.
№ 2 — песок крупный — образец № 3.

Крупнозернистый песок отдал свою влагу мелкозернистому песку и при этом сохранил только 2,73% влаги, т. е. 15,3% первоначальной влажности.

Мелкозернистый песок сохранил около 7% влаги.

Следовательно, вода была отведена из крупнозернистого песка через мелкозернистый в количестве 84,7% от его начальной влажности.

Таблица 8

Данные опыта № 2

Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2
31/I	4,40	18,30
7/II	4,03	18,62
26/II	4,90	15,20

Грунты

№ 1 — песок крупный — образец № 3.
№ 2 — песок очень мелкий — образец № 8.

В этом опыте отдачи воды мелкозернистым песком дренирующему крупнозернистому песку, по существу, не происходило.

Уменьшение влаги в мелкозернистом песке с 18,3 до 15,2% можно объяснить частично пленочным передвижением в дренирующий песок и потерей воды во время опыта.

Таблица 9

Данные опыта № 3

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
4/XI	27,76	24,38	*Повторное испытание*		
6/XI	20,67	12,04	13/XII	25,30	25,90
13/XI	17,0	9,9	15/XII	23,50	16,40
20/XI	15,5	7,0	18/XII	17,80	9,30
			23/XII	16,11	5,58

Грунты

№ 1 — пыль крупная и мелкая,— фракции 0,1 мм
№ 2 — песок очень мелкий — образец № 8

Мелкозернистый песок сохранил 7,0%, т. е. 28,8% от начальной влажности. Следовательно, вода была отведена из мелкозернистого песка через песчаную пыль в количестве 71%. При повторном испытании вода была отведена в количестве около 78% от начальной влажности.

Таблица 10

Данные опыта №

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
15/X	22,67	22,38	22/X	14,60	4,90
18/X	18,20	8,37	25/X	9,30	6,50
20/X	16,43	6,13	29/X	6,30	4,40

Грунты

№ 1 — пыль песчаная — фракции 0,25—0,1 мм
№ 2 — песок мелкий — фракции 0,5—0,25 мм

Мелкозернистый песок отдал свою влагу песчаной пыли, сохранив при этом только 4,4% влаги, т. е. 19,7% от начальной влажности.

Песчаная пыль сохранила около 6% влаги.

Следовательно, вода была отведена из мелкозернистого песка через песчаную пыль в количестве около 80% от начальной влажности.

Таблица 11

Данные опыта № 5

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
15/X	22,67	22,38	20/X	18,95	8,56
8/ X	20,46	9,64	22/X	17,40	6,43

Грунты

№ 1 — пыль песчаная, фракции 0,25—0,1 мм
№ 2 — песок мелкий, фракции 0,5—0,25 мм

В этом опыте дренирующий материал был взят общей высотой $H = 39$ см, т. е. равной высоте капиллярного поднятия.

Дренируемый песок сохранил к концу опыта 6,43% или 28,8% от первоначальной влажности.

Дренирующий материал — песчаная пыль — путем отвода воды вниз потерял 22,3% влаги.

Следовательно, и при уменьшении дренирующего материала до высоты, равной капиллярному поднятию его, вода была отведена из мелкозернистого песка через песчаную пыль в количестве 72% от начальной влажности.

Таблица 12

Данные опыта № 6

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
22/X	24,8	20,2	1/XI	20,86	15,15
25/X	21,74	17,5	6/XI	20,81	15,11
29/X	20,8	15,3	9/XI	21,04	14,65

Предыдущий опыт был проведен повторно с теми же грунтами, но при высоте дренирующего материала $H = 22$ см, т. е. меньшей высоты капиллярного поднятия его $h_к = 39$ см.

Как видим, понижения влаги в мелкозернистом песке, по существу, не произошло: здесь при недостаточной высоте дренирующего материала не был обеспечен сброс из него капиллярной воды.

В заключение, обобщая проведенные нами опыты, можем сказать, что мелкозернистые дренирующие материалы очень хорошо отсасывают капиллярную воду из более крупнозернистых песков, причем процесс понижения капиллярной воды в песках может протекать только при толщине слоя дренирующего материала, равной (или большей) высоте капиллярного поднятия воды в самом дренирующем материале.

3. Передвижение капиллярной воды вверх и испарение ее

Для грунтов с большим капиллярным поднятием (например, для малонабухающих легких суглинков [1]) искусственную дренирующую колонну влагопонизителя потребовалось бы закладывать на значительную глубину, что экономически может оказаться нецелесообразным. В этом случае для осушения грунтов в качестве дренирующего материала необходимо иметь материал, обладающий очень большим капиллярным поднятием (торф, шлаковая пыль, минеральное волокно и т. п.) и уложить его в траншею на глубину, равную толщине осушаемого слоя грунта. Тогда капиллярная вода, поступив в искусственную дренирующую колонну, поднимается по ней на дневную поверхность, где и будет осушена воздухом. Подобное явление можно наблюдать при испарении грунтовых вод в случае залегания их близко от поверхности земли. В верхних слоях грунта по мере испарения капиллярной воды, связанной с уровнем грунтовых вод, она поднимается по капиллярам снизу вверх.

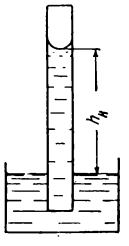


Рис. 10. Капиллярное поднятие воды в трубке.

Это поясняется опытами, известными из физики капиллярных явлений. Если взять капиллярную трубку и нижний конец ее опустить в воду (рис. 10), то в ней установится столб воды высотой h_k, вес которого создает гидростатическое давление воды в капилляре $Q = g\rho h_k$.

Равновесие воды в капиллярной трубке будет определяться уравнениями

$$K = K - \frac{2\alpha}{} + Q \qquad (6)$$

[1] Очень гидрофильные суглинки и глины монтмориллонитовой группы здесь не рассматриваются.

или

$$K = K - \frac{2\alpha}{r} + h_к \rho g. \qquad (7)$$

Так как все величины, входящие в формулу (6), постоянны, то всякое уменьшение Q (т. е. уменьшение $h_к$) в случае испарения воды немедленно будет восстанавливаться нормальным давлением свободной воды и будет соответственно увеличено, так как испарившаяся из мениска вода будет пополняться за счет притекания ее снизу [9].

4. Понижение влаги в суглинках различными дренирующими материалами при воздушном испарении

Такого рода опыты проводились нами тоже в стеклянных ящиках, где осушаемый грунт изолировали во избежание потери влаги. Дренирующий материал оставляли открытым и укладывали на 1—2 см выше осушаемого грунта (рис. 11).

Для определения влажности через каждые 12—14 дней брали пробы из обеих частей ящика. Данные о последовательности опытов и опытном

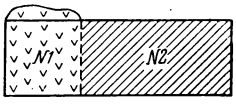


Рис. 11. Схема прибора по уменьшению влаги в грунтах при воздушном испарении:
№ 1 — дренирующий материал; № 2 — осушаемый грунт.

материале приведены в табл. 13, результаты лабораторных опытов, продолжавшихся свыше 4 мес., сведены в табл. 14—17.

Таблица 13

№ опыта	Дренирующий материал	Осушаемый грунт (насыщенный водой)
1	Торф с начальной влажностью 235% Повторный опыт — 67,04%	Суглинок — образец № 5
2	Шлак паровозный, фракции — 1 мм, влажность — 65,42% Повторный опыт — шлак (см. табл. 3), влажность — 35,88%	Суглинок — образец № 5
3	Пыль крупная и мелкая, фракции $<0{,}1$ мм, влажность — 23,1%	Суглинок — образец № 5
4	Песок очень мелкий (№ 8), влажность — 21,5%	Суглинок — образец № 5

Проведенные опыты показывают, что понижение содержания влаги в суглинистых грунтах происходит при дренировании их мелкопористыми материалами (пыль песчаная и шлаковая) и материалами, обладающими большим капиллярным поднятием (торф и т. п.).

Таблица 14

Данные опыта № 1

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
29/IX	235,0	29,9	13/I	96,5	18,1
6/X	196,2	28,1	7/II	80,6	16,7
20/X	180,1	26,8	*Повторный опыт*		
6/XI	169,6	21,8	24/I	67,04	28,6
20/XI	152,8	21,9	31/I	65,1	24,3
6/XII	100,0	22,3	7/II	44,1	22,7
30/XII	97,5	17,6	26/II	45,5	19,2
			10/III	36,2	18,4

Грунты

№ 1 — торф хорошо разложившийся
№ 2 — суглинок — обр. № 5

У взятого в начале опыта капиллярно насыщенного водой торфа за 4 мес. не только снизилась вследствие испарения его влага на 65% от первоначальной влажности, но и уменьшилась влажность суглинка. Суглинок потерял 44% от своей первоначальной влажности.

При повторном опыте у торфа влажностью 67,04% при тех же условиях за полтора месяца снизилось содержание влаги; влажность суглинка уменьшилась на 36% от первоначальной влажности.

Следовательно, вода была отведена из суглинка в первом опыте — в количестве 44%, во втором — 46% от первоначальной влажности его.

На основании результатов этого опыта можно сделать вывод о том, что торф при влажности, отвечающей капиллярной, и при более низкой влагоемкости его отводит капиллярную воду из суглинка путем воздушного испарения.

Таблица 15

Данные опыта № 2

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
25/XI	65,4	30,0	1/II	11,7	16,2
6/X	55,3	28,6			
20/X	48,2	27,7	*Повторный опыт*		
6/XI	31,8	20,0	20/I	35,9	34,5
20/XI	30,7	24,5	31/I	27,2	24,3
6/XII	25,5	20,9	7/II	19,5	23,1
30/XII	17,4	16,7	26/II	4,8	19,2
13/I	15,4	17,9			

Грунты

№ 1 — шлак паровозный, № 2 — суглинок № 5.

У паровозного шлака (отсев < 1 мм) при влажности 65,4% уменьшилась его влажность до 11,7%; одновременно суглинок потерял 46% от своей первоначальной влажности.

При повторном опыте паровозный шлак (см. табл. 3) начальной влажностью 35,9% и при соблюдении тех же условий опыта за 37 дней сохранил только 4,8% влаги; суглинок потерял 44% от первоначальной влажности.

Таким образом, как в первом, так и во втором опытах паровозный шлак, подобно торфу, уменьшает содержание влаги в суглинистых грунтах при воздушном испарении.

Таблица 16

Данные опыта № 3

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
29/IX	23,10	29,90	29/XI	1,80	22,20
6/X	16,80	27,60	6/XII	1,10	20,30
20/X	4,95	25,30	30/XII	0,50	15,30
6/XI	2,28	19,24			

Грунты

№ 1 — пыль крупная и мелкая, фракция 0,1 мм

№ 2 — суглинок № 5

После проведения опыта влажность пыли (отсева песка с частицами $< 0{,}1$ мм) оказалась равной только 0,5%.

Суглинок потерял около 50% от своей первоначальной влажности.

Опыт подтвердил, что процесс понижения влаги в суглинистом грунте имеет место при контакте суглинка с пылью. Понижение процента влаги в суглинке при этом опыте объясняется тем, что среди относительно крупных пор пыли находятся более мелкие частицы и, таким образом, размер пор пыли приближается к размеру пор суглинка. Выше мы уже отмечали, что капиллярная вода в однородном грунте, имеющем в своей массе одинаковые поры, передвигается от влажных участков к сухим, в данном случае — к дренирующему материалу.

Таблица 17

Данные опыта № 4

Дата	Влажность, %		Дата	Влажность, %	
	грунт № 1	грунт № 2		грунт № 1	грунт № 2
25/IX	21,50	28,30	20/XI	2,30	23,50
6/X	16,86	27,91	6/XII	3,00	25,10
20/X	9,43	26,63	30/XII	1,47	22,14
6/XI	4,33	22,16			

Грунты

№ 1 — песок очень мелкий — обр. № 8

№ 2 — суглинок — обр. № 5.

Мелкозернистый песок показал содержание влаги до 1,47%, суглинок же потерял около 20% от первоначальной влажности.

Как видим, понижение влаги в суглинке незначительно, так как с увеличением размера частиц дренирующего материала понижение влаги в суглинках уменьшается.

Выводы

1. Экспериментальные исследования полностью подтвердили теорию передвижения капиллярных вод в грунтах, а именно: вода передвигается от грунтов, состоящих из крупных частиц

(по гранулометрическому составу) к грунтам, состоящим из более мелких частиц.

2. Для понижения содержания в грунтах капиллярной воды в качестве дренирующих материалов можно применять для песчаных грунтов — более мелкий песок, чем осушаемый, со сбросом воды вниз в водоприемник; для малонабухающих суглинистых грунтов можно рекомендовать торф и шлаковую пыль (паровозный шлак), поднимающие по капиллярным порам воду на дневную поверхность и испаряющие ее в атмосферу.

3. Необходимо дальнейшее проведение лабораторных и опытных работ по выявлению дренирующих материалов для понижения влаги в разных суглинистых грунтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольдштейн М. Н. О миграции влаги в грунтах. Исследование работы грунта в железнодорожных сооружениях. Сб. статей. Трансжелдориздат, 1940.
2. Гольдштейн М. Н. Деформации земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та ж.-транспорта, вып. 16). Трансжелдориздат, 1948.
3. Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. АН СССР, 1948.
4. Еленевский В. В. Оздоровление земляного полотна. Трансжелдориздат, 1943.
5. Исследование работы дренажей на железных дорогах Союза. Рефераты докладов научно-техн. конф. 1946 г. (Всесоюзный научно-исслед. ин-т ж.-д. транспорта). Трансжелдориздат, 1946.
6. Колясев Ф. Е. О факторах движения воды в почве. «Почвоведение», № 2—3, 1944.
7. Костиненко Г. И. Устройство для осушения грунтов.
8. Костиненко Г. И. О капиллярно подвешенной воде в почвах и грунтах. «Почвоведение», № 9, 1951.
9. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е, АН СССР, 1936.
10. Млодзеевский А. Б. Краткий учебник молекулярной физики, изд. 4-е, Гостехиздат, 1934.
11. Приклонский В. А. Общее грунтоведение. Госгеолиздат, 1943.
12. Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 1, 2-е доп. и перераб. изд. Гостехиздат, 1949.
13. Филатов М. М. Основы дорожного грунтоведения. Гострансиздат, 1936.
14. Шахунянц Г. М. Земляное полотно. Трансжелдориздат, 1946.

В. В. ТУГАРИНОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНЫХ ПАРОВ ИЗ ВОЗДУХА

В нашей стране известны районы, куда из-за отсутствия воды для водоснабжения приходится привозить ее на пароходах, в железнодорожных цистернах, на автомобилях и даже на самолетах. Поэтому наряду с современными способами увеличения водных ресурсов страны (сооружением плотин, водохранилищ, каналов, артезианских скважин и колодцев и т. д.) необходимо изыскивать новые способы получения воды. К числу таких способов следует отнести использование водяного пара, содержащегося в атмосферном воздухе.

В воздухе, окружающем землю, содержится очень большое количество воды в виде водяного пара. О количестве этой воды можно судить по следующим примерам. Подсчитано, что в среднем за год на Землю выпадает в виде атмосферных осадков такое количество осадков, которое может образовать море глубиной 1 км, шириной 500 км и длиной 1000 км.

Но еще больше воды в виде водяного пара проносится в воздухе над нашей головой. Автором подсчитано, что летом при средней скорости ветра 5 м/сек над Московским районом, на территории длиной 100 км за одни сутки в воздухе проносится такое количество влаги, которое могло бы образовать озеро длиной 10 км, шириной 5 км и глубиной больше 60 м. Еще больше водяных паров содержится (находится в движении) в воздухе над территорией южных районов нашей страны. Бывает, что люди и животные на Земле томятся от недостатка влаги, в то время как над их головой движется масса воды.

Очень важно уметь содержащийся в воздухе водяной пар превращать в воду.

Над изучением процесса конденсации водяных паров воздуха мы работаем уже несколько лет. В данной статье мы поделимся опытом работы над разрешением этой существенной проблемы и одновременно коротко сообщим о результатах наших экспериментальных работ.

Во время наших исследований был обнаружен ряд интересных явлений, которые сразу не могли получить надлежащего объяснения, но сигнализировали о возможности получения воды из воздуха.

В 1912 г. на вершине одной из гор, окружающих Феодосию, Ф. И. Зибольдтом был сооружен конденсатор (рис. 1).

В 1935 г. мною совместно с Е. Н. Грушецким был разработан проект специальной установки под девизом «По примеру природы», реализация которого позволила получать воду из воздуха.

В 1936 г. под Москвой, на территории Московской сельскохозяйствен-

ной академии им. К. А. Тимирязева, была сооружена экспериментальная установка «По примеру природы» (рис. 2).

В настоящее время опытная установка продолжает оставаться оригинальной своеобразной лабораторией, находящейся на открытом воздухе

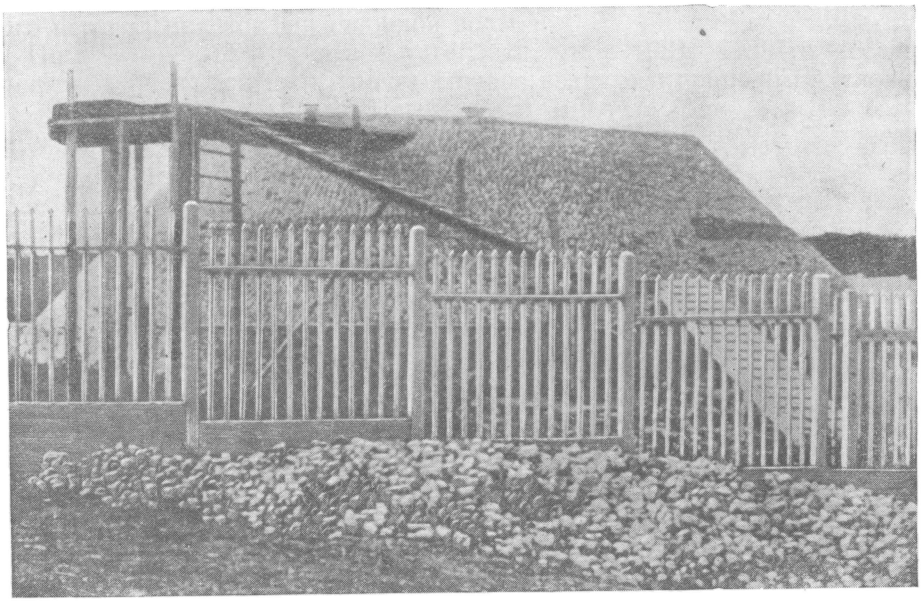


Рис. 1. Конденсатор Зибольдта в момент постройки (1912 г.).

и позволяющей проводить наблюдения за конденсацией водяных паров воздуха в природных условиях Москвы. В современном виде установка

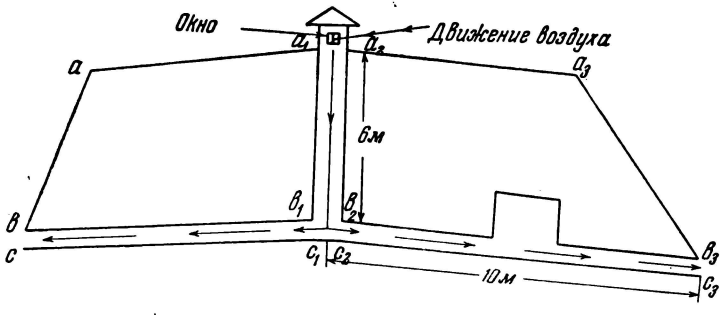


Рис. 2. Схема конденсационной установки «По примеру природы» образца 1940 г.

aa_3 — поверхность земли; a_1 a_2 $в_1$ $в_2$— вертикальная шахта сечением 1 м²; $a_1в_1$ — не меньше 6 м; c и c_3 —сбор воды; $вв_1c_1c$ и $в_3в_2c_2c_3$ — штольня длиной 10 м, диаметром 0,5 м; $cc_1c_2c_3$ — водонепроницаемое основание.

представляет искусственный холм с четырьмя основными секциями для проведения опытов.

Чтобы внутрь штольни не проникала вода, потолок ее был покрыт толстым слоем толя. Пол горизонтальной штольни был сделан из битого щебня, залитого на 5 см цементом. Влажность внутренних слоев грунта, прилегающего к штольне, колебалась в пределах от 0,4 до 0,6%. Вся установка имела вид холма, в середине которого находились конденсиру-

ющие поверхности, т. е. те поверхности, на которых образовывались мельчайшие капли воды.

Посредством такой экспериментальной установки изучались изменения физических параметров воздуха и интенсивность процессов конденсации на различных объектах. Внешний вид установки изображен на рис. 3 и 4.

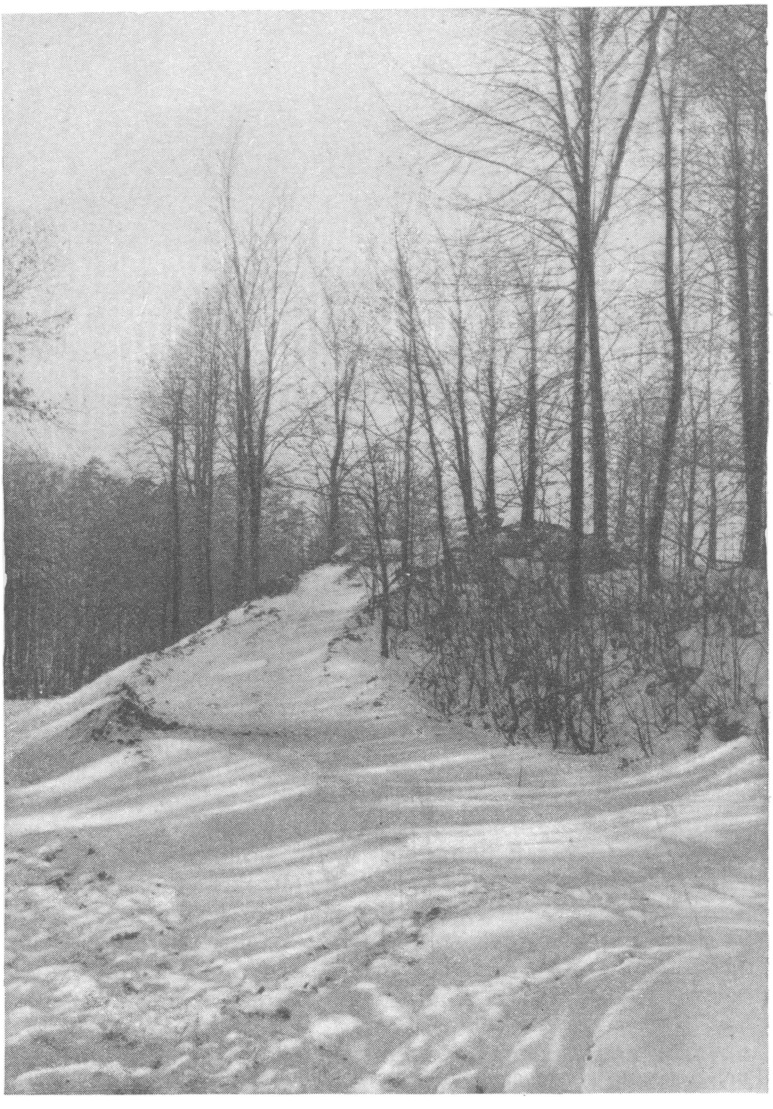


Рис. 3. Автомобильная дорога к вершине искусственного холма. Опытная установка «По примеру природы».

При конструировании опытной установки «По примеру природы» мы учитывали необходимость: 1) автоматизации процесса; 2) максимального использования естественных сил природы, в частности, суточных и более длительных колебаний температуры воздуха, энергии водяных паров, находящихся в воздухе; 3) превращения водяных паров воздуха в капельно-жидкое состояние.

Предпринятые нами в 1936—1937 гг. первые попытки получить воду из воздуха при помощи нашей экспериментальной установки оказались неудачными: собрать в достаточном количестве воду в измерительный сосуд не удалось. К началу 1938 г. автором данной статьи была значительно усовершенствована конструкция установки, в результате чего сбор воды в ней начал увеличиваться и стало возможным измерение ежедневного поступления конденсационной воды.

Помимо экспериментальной установки, мы в 1934—1938 гг. исследовали процесс конденсации водяных паров воздуха в природных условиях

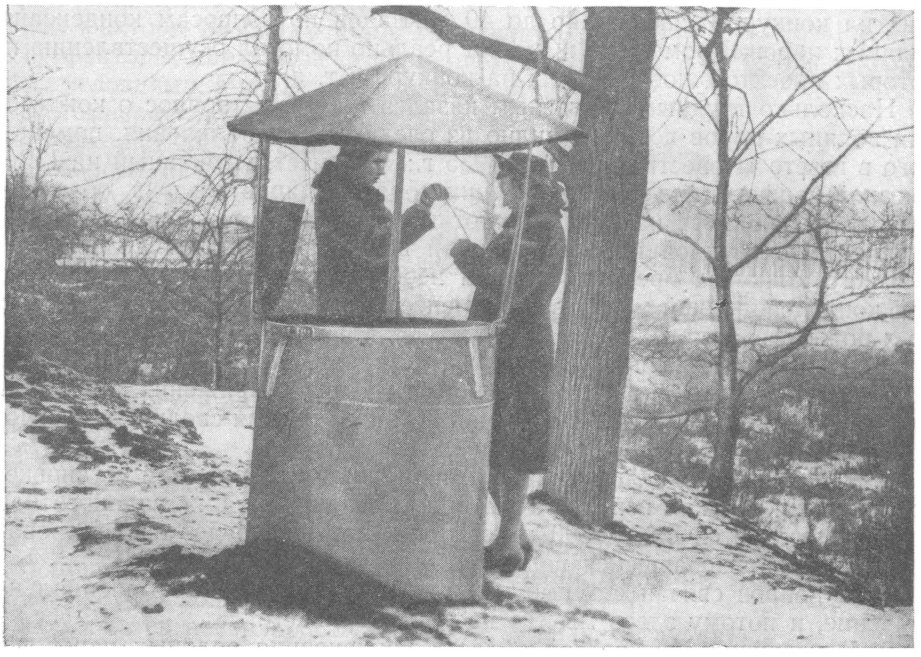


Рис. 4. Верхняя труба конденсационной установки.

горных районов Кавказа и восточного Крыма и в 1942 г.— в условиях Средней Азии (Самарканд, Джизак, Нур-Ата).

Наши исследования затронули главным образом изучение условий конденсации водяных паров атмосферного воздуха на поверхности различных веществ (песка, металла, зерна) и частично — перемещение водяных паров между пористыми веществами.

Краткая история возникновения этих исследовательских работ следующая. В период 1930—1931 гг. нами изучались условия хранения зерна, убранного комбайнами. Были обнаружены непонятные на первый взгляд явления: иногда зерно увлажнялось, хотя казалось, что оно не должно было увлажняться, иногда зерно подсыхало, хотя казалось, что оно не должно было подсыхать.

После предварительного изучения этих непонятных явлений нами была выдвинута гипотеза о наличии довольно интенсивных процессов конденсации водяных паров воздуха при определенных условиях внешней среды, в связи с чем выявилась необходимость изучения этого процесса.

В 1934 г. на I Всесоюзной конференции по изучению процесса конденсации водяных паров атмосферного воздуха были зачитаны доклады по данному вопросу [1].

В период 1934—1938 гг. при Главном управлении гидрометеослужбы при СНК СССР работал Комитет по изучению вопросов конденсации водяных паров. Комитет работал как общественная организация и выбирался ежегодно на всесоюзных конференциях. Комитет способствовал привлечению общественного внимания научных и практических работников к этой интересной и еще мало исследованной области.

За период работы Комитета было проведено 4 всесоюзных конференции по изучению процесса конденсации водяных паров воздуха; 2 всесоюзных конкурса по разработке проектов работающих моделей и установок, для извлечения воды из воздуха; рассмотрено 35 проектов, поступивших на конкурсы; заслушано до 40 докладов по вопросам конденсации водяных паров. Кроме того, Комитет реально помогал осуществлению некоторых проектов, поступивших на конкурс и т. д.

Насколько трудным и неясным казался в те годы вопрос о конденсации водяных паров воздуха, видно из следующего объявления, помещенного в газете «Известия» в июне 1935 г.: «Комитет, выбранный на I Всесоюзной конференции по конденсации водяных паров воздуха, объявляет всесоюзный конкурс на проект работающей модели, имеющей целью получение естественной конденсационной воды из воздуха». Условия всесоюзного конкурса предусматривали необходимость получения на опытной конденсационной установке не менее 2 л воды в сутки или не менее 10 л воды за 5 суток.

За пятнадцатилетний период существования опытной установки «По примеру природы» нам пришлось встретить ряд возражений со стороны противников конденсационной теории. Эти возражения сводились в основном к следующему.

1. Конденсация водяных паров невозможна, а на опытной установке в особенности, так как известно, что при превращении 1 кг водяного пара в воду выделяется около 600 ккал тепла, которое будет содействовать испарению образовавшейся воды.

Этот вопрос связан с термодинамикой процесса, имеет специальное значение, и потому здесь мы его не рассматриваем.

2. В условиях Московской области конденсация водяных паров воздуха невозможна, так как для превращения водяных паров в воду необходимо охлаждать воздух до соответствующей температуры, чего в условиях Московской области достичь почти невозможно, так как резких колебаний между дневной и ночной температурой воздуха здесь не наблюдается.

Детальное изучение нами вопроса конденсации показало ошибочность этих возражений, что подтверждается данными табл. 1.

3. Получение в 1938 г. нескольких десятков граммов воды никакого практического значения не имеет.

Однако мы же считали, что получение первых граммов воды имеет большое значение, так как экспериментально доказана возможность конденсации водяных паров воздуха, в дальнейшем появятся литры и кубометры конденсационной воды.

4. Процесс конденсации не играет роли в образовании грунтовых вод. Конденсация соответствует росе, капли же росы быстро испаряются и не могут увеличивать запасов грунтовых вод.

Нашими опытами доказано, что при известных условиях вполне возможно использовать для практических целей процесс конденсации. Что же касается довольно высокой стоимости получаемой в настоящее время конденсационной воды, то кстати будет вспомнить о разнице в первоначальной и современной стоимости, например, алюминия.

5. В южных районах с низкой относительной влажностью воздуха конденсация практически невозможна.

Сторонники этих возражений совершенно не учитывали значения абсолютной влажности атмосферного воздуха. Несмотря на возражения, опытные работы продолжались. Создавалась теория процесса конденсации водяных паров. Теоретические положения проверялись соответствующими новыми опытами, и новое постепенно завоевывало свои права.

Изучение процесса конденсации водяных паров воздуха позволило нам разработать классификацию факторов, содействующих процессу конденсации.

Мы рассматриваем конденсацию как комплексный процесс, зависящий от сочетания целого ряда факторов.

Эти факторы разбиваются на три группы:

1) факторы, связанные с состоянием атмосферы и с метеорологическими условиями, к числу которых относятся:

а) температура атмосферного воздуха,

б) абсолютная и относительная влажность воздуха,

в) барометрическое давление,

г) направление и скорость ветра,

д) турбулентность движения воздуха,

е) вертикальное перемещение воздуха,

ж) степень ионизации воздуха;

2) факторы, связанные с природой и состоянием конденсирующих поверхностей, на которых происходит образование мельчайших капель воды, а именно:

а) температура и величина давления водяного пара у конденсирующих поверхностей,

б) теплоемкость, теплопроводность,

в) степень излучения,

г) электрические свойства среды,

д) паропроводимость, скважистость, диаметр пор и т. д.,

е) природа и окраска среды (песок, камень, металл и т. д., белая или черная окраска конденсирующей поверхности и т. п.),

ж) характер поверхности (выпуклая, ровная, вогнутая),

з) скорость движения воздуха около конденсирующих поверхностей;

3) факторы конструктивного порядка, связанные со схемой работы установки.

Конструкция производственной установки по извлечению воды из воздуха должна в максимальной степени использовать все факторы, содействующие процессу конденсации водяных паров воздуха, и одновременно ослаблять влияние тех факторов, которые задерживают процесс конденсации. Необходимо подчеркнуть характерную особенность процесса конденсации водяных паров, которая заключается в том, что процесс конденсации водяных паров происходит неравномерно.

Неравномерность конденсации водяных паров, находящихся в атмосферном воздухе, зависит от тех факторов, которые нами были отнесены к факторам I группы.

В природных условиях эта группа факторов даже в течение одних суток сильно изменяется. Так, например, в московских условиях наблюдаются в очень больших размерах колебания температуры в течение одних суток. Температура воздуха на высоте 2 м от поверхности почвы изменяется в течение суток на 15 и даже на 20° С, а колебания температуры на поверхности почвы достигают иногда 34°. Так, например, 19 июня 1946 г. температура поверхности почвы колебалась в пределах от 43,8 до 9,8° С. 14 июля 1951 г. температура поверхности почвы в московских условиях достигала 61,7° С.

В условиях континентального климата эти колебания достигают еще бóльших размеров.

Давление водяных паров атмосферного воздуха также меняется в течение одних суток. Для характеристики сказанного в табл. 1 приведено несколько примеров срочных наблюдений метеорологической станции Московской сельскохозяйственной академии им. Тимирязева.

Таблица 1

Давление водяных паров атмосферного воздуха

Дата	Давление водяных паров, мм рт. ст.			
	1 час	7 час.	13 час.	19 час.
1951 г.				
2 мая	9,1	9,7	9,4	6,6
9 „	3,2	3,3	3,8	2,9
29 „	7,5	8,3	11,2	8,9
8 июня	7,9	8,8	8,3	5,5
15 „	12,7	11,1	10,8	10,6
21 „	13,0	9,8	7,8	7,4
15 июля	15,5	16,4	12,4	13,0
5 августа	9,8	9,9	12,6	12,5

Данные табл. 1 показывают, что давление водяных паров атмосферного воздуха колеблется в очень широких пределах. Так, давление водяных паров воздуха (абсолютная влажность воздуха) колебалось в период со 2 мая по 5 августа 1951 г. в диапазоне от 2,9 до 16,4 мм рт. ст.

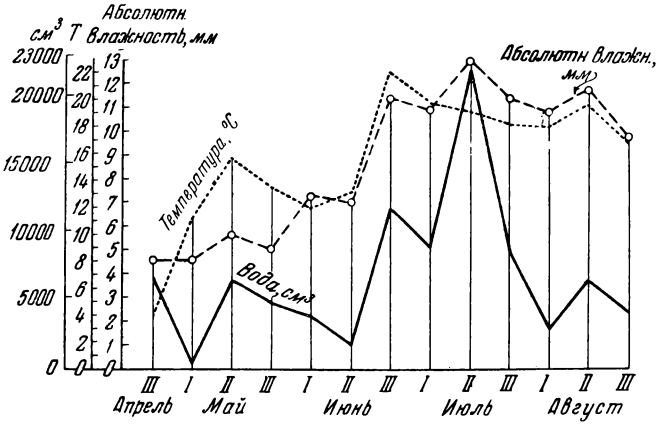


Рис. 5. График колебаний расхода воды конденсатора Тугаринова по декадам 1940 г., сопоставленный с температурой и влажностью воздуха.

Нашими исследованиями доказано, что интенсивность конденсации водяных паров зависит от разности давлений водяных паров атмосферного воздуха и водяных паров около конденсационных поверхностей.

Этот вывод в дальнейшем был нами положен в основу вывода формулы по определению интенсивности конденсации. В табл. 2 показано, какое количество конденсационной воды может образоваться в природных условиях (см. также рис. 5).

Формула показывает, что интенсивность процесса конденсации находится в зависимости от размеров поверхности, на которой происходит образование конденсационной влаги. Данное положение нашло свое полное подтверждение во время наших опытов на экспериментальной установке «По примеру природы».

Наблюдения на конденсационной установке «По примеру природы» доказали полную зависимость количества собираемой конденсационной воды от разности давлений водяного пара.

Эти исследования подтверждают предшествующие работы проф. А. Ф. Лебедева и других исследователей данного процесса. Наши исследования доказывают, что совершенно неправильны высказывания отдельных научных работников о возможности конденсации водяных паров в почве только в дневные или только в ночные часы, о возможности конденсации только в определенном районе и т. д.

Конденсация, по нашему мнению, будет происходить тогда, когда в природных условиях создалась разность давлений водяных паров в атмосферном воздухе и у конденсирующей среды.

Следовательно, даже в московских условиях иногда будет преобладать конденсация ночью, а иногда — днем, в зависимости от основного фактора конденсации — разности давлений водяных паров.

В зависимости от района, особенностей года и т. д., в образовании грунтовых вод могут преобладать условия инфильтрационного или конденсационного характера.

Нашими данными установлено, что в московских условиях конденсация может происходить в течение 170 суток (данные с 4 апреля по 25 сентября 1951 г.).

Так как интенсивность процесса конденсации находится в зависимости от разности давлений водяного пара, площади поверхности, на которой происходит конденсация, и от других условий, то определять интенсивность конденсации с достаточной точностью можно по рекомендуемой нами ниже формуле и табл. 2.

Ориентировочно интенсивность конденсации можно считать при благоприятных условиях равной $\sim$ 4500 т воды на 1 км^2 поверхности за 10 час. (например, в условиях Крыма — среди скал).

Интенсивность конденсации водяных паров воздуха в таких размерах доказывается следующими расчетами и положениями.

Общую поверхность скал, находящихся выше шоссе, идущего от Байдарских ворот к Ялте (около Мшатки), и разбросанных на площади 1 км^2, примем равной 60 млн. м^2. Среднюю высоту скал принимаем равной 15 м.

Принимая во внимание неровности, выпуклости, трещины и т. д., общую поверхность скал следует принимать значительно более высокой.

3. Интенсивность конденсации водяных паров (см. табл. 2 и рис. 6) при температуре атмосферного воздуха 24° С принимаем равной 7,18 г. При этих условиях в средней и особенно в нижней части скал будет происходить процесс конденсации в следующем объеме:

$$6 \times 10^7 \times 7{,}18 \times 10 \text{ г} = 4308 \text{ т},$$

где 6×10^7 — поверхность скал, выраженная в кв. метрах;

7,18 — интенсивность конденсации водяных паров при температуре атмосферного воздуха 24° С (интенсивность дается в граммах за один час на площади в 1 м^2);

10 — время, в продолжение которого происходит процесс конденсации,— в данном случае 10 час.

Таким образом, среди скал при данных условиях внешней среды на площади в 1 км^2 за 10 час. будет образовываться 4308 т конденсационной воды.

Конденсационная вода постепенно просачивается в почву и при благоприятных условиях дает выход источникам в расположенных ниже местах. Такие выходы источников мы наблюдали в некоторых местах восточного Крыма [1, стр. 21].

Если уже на первой в СССР длительно работающей конденсационной установке автоматически, без механического побуждения и без применения искусственного охлаждения, ежедневно получается конденсационная вода, то дальнейшие работы в этом направлении позволят значительно увеличить производительность конденсационных установок и снабдить водой засушливые районы.

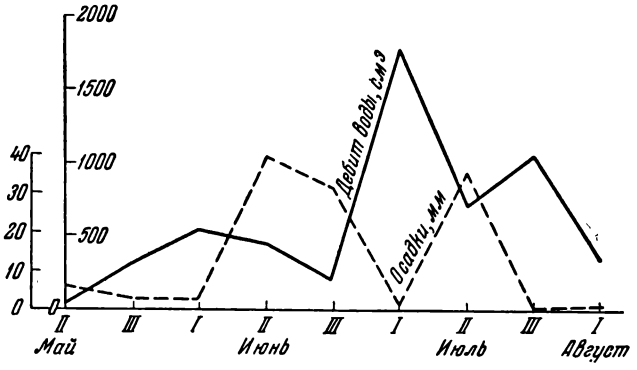


Рис. 6. График конденсации и атмосферных осадков.

Следует подчеркнуть, что при повышении температуры атмосферного воздуха обычно увеличивается его абсолютная влажность, т. е. количество воды, содержащейся в 1 м³ воздуха.

Вес 1 м³ сухого воздуха при температуре 0° С и нормальном давлении (760 мм рт. ст.) составляет 1293 г. При температуре воздуха выше нуля, вес 1 м³ воздуха уменьшится, так как при повышении температуры воздух расширяется [2]. Таким образом, вес 1 м³ сухого воздуха при температуре $t°$ будет составлять $\frac{1293}{1+\alpha t}$, где $\alpha = 0{,}00366$. Если давление воздуха будет равно не 760 мм рт. ст., но e мм, то при этих условиях вес 1 м³ сухого воздуха будет равен:

$$\frac{1293}{1+\alpha t} \cdot \frac{e}{760}.$$

Водяные пары легче воздуха. Плотность водяных паров по отношению к воздуху равняется 0,622. Следовательно, вес q водяных паров, содержащихся в 1 м³, при $t°$ и при давлении e должен равняться

$$q = 0{,}622 \frac{1293}{1+\alpha t} \cdot \frac{e}{760}. \qquad (1)$$

Произведя соответствующие вычисления, находим, что

$$0{,}622 \cdot \frac{1293}{760} = 1{,}06.$$

Подставив в равенстве (1) вместо $0{,}622 \cdot \frac{1293}{760}$ число 1,06, получим в окончательном виде, что

$$q = \frac{1{,}06 \cdot e}{1+\alpha t}. \qquad (2)$$

Равенство (2) устанавливает взаимосвязь между количеством водяных паров q и давлением их e.

Количество водяных паров выражается в весовых единицах и показывает, сколько граммов воды содержится в 1 м³ воздуха при данных условиях. Давление водяного пара e выражается в миллиметрах ртутного столба.

При $t = 16{,}5°$ $q = e$
» $t < 16{,}5°$ $q > e$
» $t > 16{,}5°$ $q < e$

Выше на основе наших экспериментальных работ было доказано, что количество собираемой конденсационной воды зависит от следующих факторов: 1) величины давления водяных паров атмосферного воздуха, а следовательно, и от разности давлений водяного пара, содержащегося в атмосферном воздухе, и давления водяного пара, находящегося около конденсирующих поверхностей; 2) температуры атмосферного воздуха; 3) размеров площади, на которой происходит образование капель конденсационной воды, и от ряда других условий.

Конденсация водяных паров воздуха и испарение воды с этих поверхностей являются различными звеньями одной и той же цепи. Конденсация относится к числу так называемых обратимых реакций. При одних условиях внешней среды происходит образование мельчайших капель воды, которые постепенно укрупняются, если конденсация происходит на негигроскопических веществах.

При других условиях наблюдается «равновесное состояние», т. е. такое состояние, во время которого в единицу времени испаряется столько же молекул водяного пара, сколько их и оседает. При этих условиях влажность среды не изменяется: интенсивность конденсации равна интенсивности испарения.

При наличии условий третьего рода преобладает процесс испарения, в результате чего влажность среды понижается.

В природных условиях могут иметь место все три случая и промежуточные явления большей или меньшей интенсивности.

Нашими экспериментальными работами доказано, что количество конденсационной воды, получаемой на опытной установке «По примеру природы», подвергается влиянию нескольких факторов, к числу основных из которых мы относим следующие:

1) разность давлений водяного пара, содержащегося в воздухе и у конденсирующей поверхности; обозначим этот показатель через e_2;

2) размер площади, на которой происходит образование капель конденсационной воды; этот показатель обозначим через F.

Кроме того, оказывает влияние ряд различных факторов, значения которых в настоящее время мы еще не можем отразить в формуле; обозначим их влияние через коэффициент K.

Интенсивность конденсации водяных паров, т. е. количество конденсационной воды, образующейся за единицу времени, обозначим через $И$.

Запишем взаимосвязь указанных величин:

$$И = KFe_2.$$

В данной формуле не отражено значение времени, в течение которого происходит процесс.

Для характеристики фактора времени мы использовали данные сушильной техники, в которой на основе многочисленных опытных работ рассчитывают интенсивность испарения воды, т. е. количество удаленной воды, за 1 час/м².

Выше нами уже указывалось, что конденсация и испарение относятся к числу так называемых «обратимых процессов». За отсутствием других данных, мы скорость испарения и скорость конденсации рассчитываем за 1 час. Считаем, что последующими опытными данными фактор времени будет уточнен.

Разность давлений e_2 следует заменить весовым количеством; пользуясь формулой (2), можем написать, что

$$e = \frac{q(1 + \alpha t)}{1{,}06}. \qquad (3)$$

Значение e мы приравниваем к значению e_2.

До сих пор интенсивность конденсации мы относили к 1 м^2 площади. Если же будет не 1 м^2, а F м^2, то в окончательном виде формула по определению интенсивности конденсации водяных паров атмосферного воздуха запишется так:

$$И = \frac{KFq(1 + \alpha t)}{1{,}06} \text{ г воды за 1 час на искомой площади.} \qquad (4)$$

При помощи данной формулы мы проверяли интенсивность конденсации водяных паров атмосферного воздуха на опытной установке «По примеру природы». Проверка показала достаточную точность выведенной нами формулы.

В производственных условиях представит известное затруднение определение размеров площади, так как поверхность характеризуется неровностями, впадинами, буграми и т. д. Для упрощения и быстроты расчетов мы рекомендуем за основу брать геометрические размеры. В данной формуле учтена зависимость интенсивности процесса конденсации водяных паров от основных из десяти воздействующих факторов, а именно:

1) давление водяных паров атмосферного воздуха;
2) давление водяных паров у конденсирующих поверхностей;
3) размеры поверхности, на которой происходит конденсация;
4) время, в течение которого происходит конденсация;
5) температура атмосферного воздуха;
6) температура конденсирующих поверхностей;
7) барометрическое давление;
8) плотность водяного пара по отношению к атмосферному воздуху;
9) связь между абсолютной влажностью, выраженной в миллиметрах ртутного столба, и абсолютной влажностью, выраженной в граммах на 1 м^3 атмосферного воздуха;
10) сложный коэффициент K, которым характеризуется зависимость интенсивности процесса конденсации водяных паров атмосферного воздуха от ряда других факторов.

Некоторыми факторами мы овладели полностью и можем по желанию усиливать или ослаблять их влияние и, следовательно, вызывать усиление или ослабление интенсивности процесса конденсации.

Анализ данной формулы показывает, что в ней учтены факторы, которые могут при полном изучении сущности процесса конденсации во много раз усилить данный процесс.

Действительно, формула дает возможность расчета конденсации за один час времени. Но, применяя некоторые катализаторы, теоретически мы можем содействовать усилению процесса конденсации во много раз и получать такое же количество конденсационной воды не за 1 час, а за 20 или 10 мин.

В различных секциях мы увеличивали площадь в два, три и большее количество раз, и интенсивность конденсации соответствующим образом увеличивалась.

В природных условиях могут быть случаи, когда площадь конденсации достигает нескольких миллионов квадратных метров и даже больше на одном типовом участке поверхности.

В. Н. Славянов своими исследованиями, проведенными за последние годы, полностью подтвердил наши данные периода 1932—1934 гг. о наличии мощных конденсационных процессов в Крыму. Мы указывали: «Обследовав ряд ущелий, вершины некоторых гор и склоны (Крыма), мы обнаружили до 15 выходов источников воды... На самой вершине одной горы непрерывно действует небольшой источник с дебитом около 2—3 л воды в минуту...» [1, стр. 21].

В. Н. Славянов пишет (в своей статье, помещенной в настоящем сборнике): «Наиболее благоприятными местами для образования конденсационной влаги на южном берегу Крыма являются:

1) карстовые пустоты в известняках;
2) глубокие трещины известняковых массивов Яйлы;
3) сильно разрушенные сползшие массивы известняков на склоне, часто представляющие собой навалы колоссальных глыб известняка;
4) глыбовые навалы у подошвы Яйлы;
5) конусы осыпей;
6) глыбовые потоки на склоне;
7) временные скопления щебня в тальвегах молодых оврагов;
8) трещины и пустоты в перемятых пластах песчаников и глинистых сланцев.

Указанные выше места являются естественными конденсаторами, достигающими иногда огромного размера...

Наличие смоченных стенок трещин и капающей с них воды мы наблюдали у мыса Айя, в трещинах горы Ласпи и в других местах... Навалы глыб являются огромными конденсаторами, у подошвы которых выходят источники...».

Кучи камней, глыбовые навалы характеризуются большой поверхностью. Наши подсчеты, где мы взяли за основу приведенную выше формулу, подтверждают, что за одни сутки на 1 га таких навалов должно образовываться больше 20 т конденсационной воды. Такое количество воды легко может образовываться при наличии разности давлений водяного пара в 5 мм рт. ст. Такая разность давлений является средней для этих мест и отмечается в течение свыше 150 суток в году.

Рекомендуемая нами формула показывает, на каких основных показателях следует останавливаться, чтобы решить вопрос о наличии конденсационных процессов в определенном районе. На основе формулы, характеризующей интенсивность процесса конденсации водяных паров атмосферного воздуха, нами составлена таблица (табл. 2), при помощи которой легко определяется количество конденсационной воды, образующейся при различных разностях давлений водяного пара и при различных температурах атмосферного воздуха. В табл. 2 приведены данные, показывающие, какое количество конденсационной воды (в граммах) должно образоваться за 1 час на площади в 1 м^2.

Таким образом, табл. 2 построена автором на основе физических параметров, характеризующих основные свойства атмосферного воздуха.

Как пользоваться этой таблицей?

В первом вертикальном столбце приведены данные о температуре атмосферного воздуха, которая обычно определяется при помощи сухого термометра, находящегося в приборе Августа или Ассмана. При определении температуры атмосферного воздуха десятые доли градуса меньше 0,5° отбрасываются. Если десятые доли равны 0,5° или больше, то величину следует округлить до целого градуса. Таблица (в целях упрощения) составлена для четных показаний градуса. Если необходимо сделать опре-

Таблица 2

Таблица определения количества конденсационной воды, образующейся при различных разностях давлений водяного пара и различных температурах атмосферного воздуха (в граммах на 1 м² за 1 час)

	Разность давлений водяного пара, мм рт. ст.							
	Количество конденсационной воды, г/м²/час							
T, °C	1	3	5	7	9	11	13	15
0	0,94	2,83	—	—	—	—	—	—
2	0,95	2,85	4,75	—	—	—	—	—
4	0,95	2,87	4,78	—	—	—	—	—
6	0,96	2,89	4,82	6,75	—	—	—	—
8	0,97	2,91	4,86	6,80	—	—	—	—
10	0,97	2,93	4,89	6,85	8,80	—	—	—
12	0,98	2,96	4,92	6,89	8,86	—	—	—
14	0,99	2,98	4,95	6,94	8,93	10,91	—	—
16	1,00	3,00	4,99	6,99	8,99	10,99	12,98	—
18	1,00	3,02	5,03	7,04	9,05	11,06	13,07	15,08
20	1,01	3,04	5,06	7,08	9,11	11,14	13,16	15,19
22	1,02	3,06	5,10	7,13	9,17	11,22	13,25	15,29
24	1,03	3,08	5,13	7,18	9,23	11,29	13,34	15,39
26	1,03	3,10	5,16	7,22	9,30	11,37	13,43	15,50
28	1,04	3,12	5,20	7,28	9,36	11,44	13,52	15,60
30	1,05	3,14	5,23	7,33	9,42	11,52	13,61	15,70
32	1,05	3,16	5,27	7,38	9,49	11,59	13,70	15,81
34	1,06	3,18	5,30	7,43	9,55	11,67	13,79	15,91
36	1,06	3,20	5,34	7,47	9,61	11,75	13,88	16,02
38	1,07	3,22	5,37	7,52	9,66	11,82	13,97	16,12
40	1,08	3,24	5,40	7,57	9,73	11,90	14,06	16,22

деление для 17° С, то результаты для 16 и 18° надо складывать и делить на 2. В верхней горизонтальной строке находятся числа: 1, 3, 5, 7 и т. д. Этими числами характеризуется разность давлений водяного пара, находящегося в атмосферном воздухе и около конденсирующих поверхностей.

Давление водяных паров (абсолютная влажность) атмосферного воздуха определяется при помощи приборов Августа или Ассмана. Допустим, что мы ее определили равной 13 мм рт. ст. Затем необходимо определить давление водяного пара в непосредственной близости к конденсирующим поверхностям. Примем, что мы определили его в размере 6 мм рт. ст. Следовательно, разность давлений составит 7 мм рт. ст.

Под числом 7 в вертикальном столбце стоит ряд чисел, начинающийся с 6,75 и оканчивающийся числом 7,57. Эти числа показывают интенсивность процесса конденсации в граммах за 1 час на площади 1 м² при разности давлений 7 мм рт. ст. Для выбора соответствующего числа необходимо искать ответ на строке, соответствующей данным температуры атмосферного воздуха, и под цифрой, показывающей разность давлений. Так, например, если температура атмосферного воздуха равнялась 22° С, необходимо брать число 7,13 г.

В настоящее время экспериментальная установка «По примеру природы» имеет 13 секций, в которых проводятся соответствующие опыты и ведутся наблюдения за процессом конденсации водяных паров.

В табл. 3 отражены результаты тех наблюдений, которые были изолированы от влияния посторонних факторов (восточная и северная левые

Таблица 3

Количество конденсационной воды, полученной на экспериментальной установке „По примеру природы" в различные периоды (в граммах за 1 час на площади 1 м²) **по различным секциям**

Дата	Температура атмосферного воздуха, в °С	Секции установки			
		восточная левая		северная левая	
		e	вода	*e*	вода
1951 г.					
I декада июня	15,1	0,7	0,6	—	—
II „ „	18,5	2,9	3,3	2,9	5,0
III „ „	17,5	0,5	1,3	0,5	0,9
I „ июля	17,5	0,7	1,3	0,7	0,5
III „ „	18,4	1,2	0,6	1,2	0,5
I „ августа	17,7	2,3	0,8	2,3	1,0
В среднем	17,4	1,4	1,3	1,5	1,6
1947 г.					
I декада июня	13,2	1,2	3,5	4,7	5,1
II „ „	18,2	3,8	6,6	3,8	6,6
III „ „	21,2	3,9	5,2	3,9	2,4
I „ июля	18,8	2,7	3,8	2,7	0,7
II „ „	17,8	2,7	3,1	2,7	1,2
III „ „	18,8	1,8	2,5	—	—
I „ августа	18,8	2,5	3,1	—	—
В среднем	17,8	2,7	4,0	3,6	3,2

Примечание: Под значением *e* следует понимать разность давлений водяного пара, находящегося в атмосферном воздухе, и водяного пара, находящегося над конденсирующими поверхностями. Так как разность давлений водяного пара выражается в миллиметрах ртутного столба, следовательно, *e* равно

$$e_1 - e_2,$$

где e_1 — давление водяного пара атмосферного воздуха;
e_2 — давление водяного пара у конденсирующих поверхностей опытной установки.

секции). Если мы сравним разность давлений водяного пара за один и тот же период времени (июнь — август) 1951 г. и 1947 г., то увидим, что давление водяных паров атмосферного воздуха в 1947 г. было значительно более высоким по сравнению с давлением, отмеченным за этот период в 1951 г.: средняя разность давлений в 1947 г. равнялась 2,7 мм рт. ст., а в 1951 г. она составила 1,4 мм рт. ст.

Увеличение давлений водяного пара содействовало усилению конденсации водяных паров в 1947 г.

Действительно, данные табл. 3 и рис. 7—9 показывают, что в 1951 г. на 1 м² конденсационной площади левой восточной секции за 1 час образовывалось 1,3 г воды, а в 1947 г. в той же секции при тех же условиях в конструкции опытной установки образовывалось 4 г конденсационной воды. Отличие заключалось только в метеорологических условиях внешней среды: давление водяного пара в 1947 г. было более высоким по сравнению с давлением водяного пара в 1951 г.

Примерно такое же различие в производительности северной левой секции наблюдалось в 1947 и 1951 гг.: в 1951 г. образовывалось воды 1,6 г/м²/час, в 1947 г.— 3,2 г/м²/час.

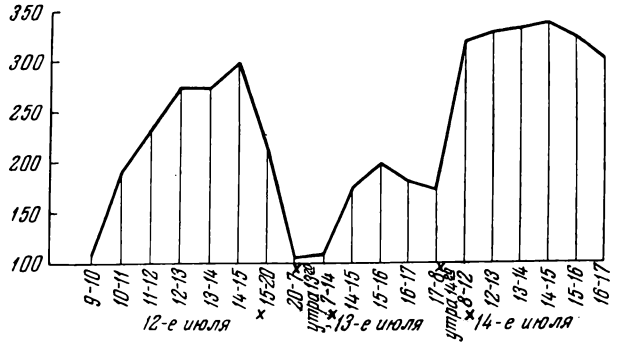


Рис. 7. Конденсация водяных паров воздуха на экспериментальной установке «По примеру природы» в июле 1940 г.

Фактический сбор воды, см³/час; *X*— среднее за час.

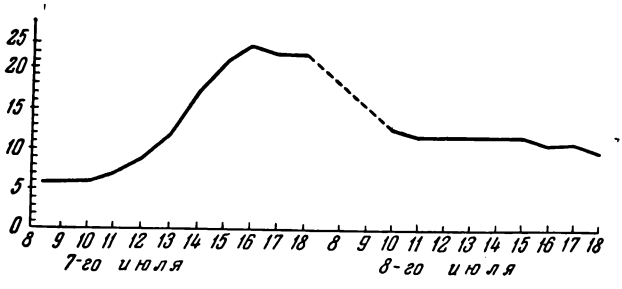


Рис. 8. График суточных колебаний конденсации.

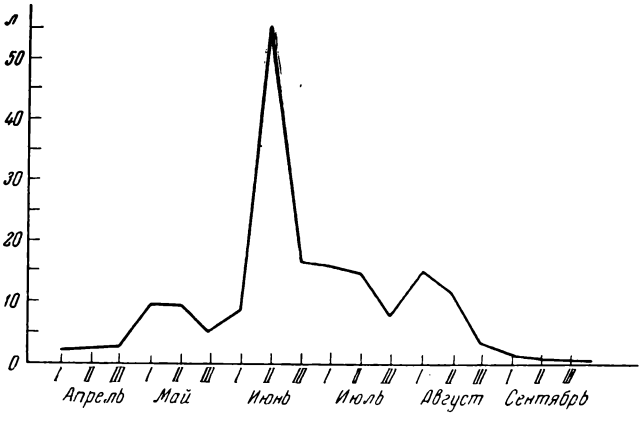


Рис. 9. Подекадные колебания конденсации в 1951 г. (в литрах).

Экспериментальные данные, приведенные в табл. 3, ярко подтверждают материалы теоретических исследований, показанных в табл. 2.

Результаты сопоставлений позволяют характеризовать рекомендуемую формулу конденсации и табл. 2 как достаточно точную для определения интенсивности процесса конденсации водяных паров.

Согласно табл. 2, 1 мм разности давлений водяных паров соответствует приблизительно 1 г конденсационной воды, образующейся за 1 час на площади 1 м². Если мы суммируем разность давлений по двум секциям за оба года, то увидим, что разности давлений в размере 2,3 мм соответствует образование 2,5 г конденсационной воды (1,4 + 1,5 + + 2,7 + 3,6, т. е. в среднем 2,3 мм, и 1,3 + 1,6 + 4,0 + 3,2, т. е. в среднем равно ~ 2,5 г воды). Следует подчеркнуть, что давление водяного пара в размере 2,3 мм рт. ст. выводится на основе свыше 2000 наблюдений, поэтому резкие колебания давлений водяного пара в различные месяцы, декады, дни и даже часы сглаживаются. Действительно, в табл. 3 величина *e* для одной только декады суммируется из четырех срочных наблюдений, которые ведутся на метеорологической станции ежесуточно. Таким образом, за одну декаду проводилось 40 наблюдений, а для 13 декад по 4 секциям это составляет свыше 2000 наблюдений.

Обработка материалов наблюдений за процессом конденсации водяных паров воздуха на экспериментальной установке «По примеру природы» позволила установить новое исключительно интересное и важное природное явление.

В настоящее время мы еще не можем дать правильного объяснения и установить причины данного явления. На нескольких докладах мы информировали о сущности данного явления, но соответствующего объяснения и вскрытия причин возникновения данного явления еще не дано.

Табл. 3 и средние данные, характеризующие интенсивность процесса конденсации за несколько месяцев различных лет, доказывают, что для достаточно точных расчетов можно принять, что образование 1 г конденсационной воды происходит при наличии разности давлений водяного пара в размере 1 мм рт. ст.

Но на фоне этого общего закона, характеризующего теорию процесса конденсации водяных паров воздуха, в природных условиях встречаются случаи значительного отклонения. Появляется влияние какого-то нового фактора, наличие которого вызывает значительное усиление процесса конденсации водяных паров воздуха.

Влияние этого нового фактора удалось обнаружить только потому, что нами уже в продолжение многих лет во время наблюдений за интенсивностью процесса конденсации водяных паров воздуха на опытной установке «По примеру природы» были введены две формы наблюдений:

1) учитывалось количество собираемой конденсационной воды за час работы опытной установки отдельно по каждой секции (обычно учет конденсационной воды производился за одни сутки или в крайнем случае за 4 часа);

2) учитывалось количество капель, падающих в измерительный сосуд за 1 мин. Этот прием мы называли «капельным методом».

Капельный метод позволил наглядно улавливать малейшие изменения, которые происходили во внешней обстановке и вызывали изменение интенсивности процесса конденсации водяных паров воздуха.

Этот метод применялся во всех секциях опытной установки. Капельный метод позволил сравнительно быстро улавливать влияние новых факторов, оказывающих воздействие на интенсивность процесса конденсации. Иногда в течение одного рабочего дня происходило изменение количества падающих капель конденсационной воды.

При таком методе изучения процесса конденсации водяных паров экспериментатору оставалось решить вопрос, под влиянием каких причин происходит изменение интенсивности процесса конденсации.

Следует отметить, что увеличение или уменьшение количества падающих капель конденсационной воды наблюдалось во всех секциях опытной установки. Эти наблюдения позволяли сделать вывод о том,

что изменение интенсивности процесса конденсации вызвала общая причина.

Таким образом «капельный метод», как достаточно точный метод, рекомендуется нами для определения изменений интенсивности процесса конденсации водяных паров. Капельный метод следует применять при небольшом дебете конденсационных источников.

При более высоких мощностях конденсационных источников следует применять измерительные цилиндры или пользоваться другими способами.

Проводившиеся нами наблюдения показали, что иногда в природе создаются какие-то особые условия, при наличии которых за 1 час на 1 м^2 площади количество конденсационной влаги увеличивается во много раз.

Если в природных условиях создаются такие благоприятные моменты, то при изучении и овладении человеком этих условий представляется вполне возможным искусственное воссоздание таких условий и получение конденсационной воды в еще большем количестве с 1 м^2 и притом не за 1 час, а в значительно более короткий промежуток времени.

Приведем пример и краткое описание условий, наблюдавшихся нами в июле 1946 г.

В 7 час. утра разность давлений при температуре атмосферного воздуха 20,2° С равнялась 6 мм рт. ст. При этих условиях на основе предшествующих данных мы должны были получить приблизительно 6 г воды (см. табл. 2). Фактически же восточная левая секция давала 24,3 г воды и северная левая секция — 27,7 г воды. Таким образом, под воздействием какого-то нового фактора производительность работы секций увеличилась больше чем в 4 раза по сравнению с обычной производительностью тех же секций.

Такая высокая производительность секций продолжалась с 8 до 12 час. дня, в последующие часы производительность секций начала постепенно снижаться.

В июне 1947 г. также наблюдалось явление подобного характера. При температуре атмосферного воздуха 18,3° С и разности давлений водяного пара 4,9 мм рт. ст. производительность восточной левой секции равнялась 44,0 г за 1 час на площади 1 м^2.

В тот же день и в те же часы (от 8 до 12 час. дня) производительность северной левой секции достигала 31,4 г. Обычная средняя производительность секции должна была бы равняться 5 г. на 1 м^2 за 1 час.

Эти примеры доказывают наличие больших не использованных еще внутренних резервов по увеличению производительности установок подобного типа, возможность значительного увеличения количества собираемой воды за счет конденсации водяных паров, находящихся в атмосферном воздухе. Эти примеры свидетельствуют о том, что еще многое нам остается неизвестным в такой важной области, какой является процесс конденсации водяных паров воздуха.

Если в московских условиях нами установлены случаи, когда конденсация достигала 44 г/м^2/час, то в других районах можно ожидать более интенсивных процессов конденсации.

В континентальных и южных районах СССР часто наблюдается высокая амплитуда колебаний температуры атмосферного воздуха в течение суток. Эти условия содействуют процессу конденсации. Если нами обнаружена интенсивность конденсации в размере 44 г/м^2/час, то не исключена возможность более высокой конденсации. Такая форма конденсации в известной степени напоминает тропические ливни, когда за короткий промежуток времени образуется большое количество атмосферных осадков.

Осадки человек наблюдает, а конденсация водяных паров происходит незаметно, и необходимы особо тщательные и специфического характера наблюдения, чтобы иметь возможность доказать наличие конденсации водяных паров.

Практика ставит целый ряд вопросов, например: почему в целом ряде мест с незначительным количеством атмосферных осадков растения все-таки развиваются? Почему на южном берегу Крыма среди скал встречаются влаголюбивые растения, даже камыш? Почему в трещинах скал растут деревья? Откуда берут они влагу? Почему расход воды некоторых источников значительно выше прихода суммы атмосферных осадков, которыми могут питаться эти источники? Почему нарушение водного баланса следует искать в запасах доисторических погребенных вод, а не в современном поступлении воды за счет конденсации водяных паров? Как объяснить происхождение источников на вершине гор? Почему следует относить к легенде исторические указания (1454 г.) о том, что Кафа снабжалась водой из «росяных источников»?

Если принять интенсивность конденсации водяных паров равной 44 г/м^2/час, которую мы наблюдали в июне 1947 г., и подсчитать количество воды, которое может образоваться среди скал, лежащих у подножья Крымских гор, то как минимум следует ожидать образование не 4308 м^3 конденсационной воды на 1 км^2 за 10 час. (как нами указывалось выше), а 26 400 м^3.

Следовательно, вопрос о снабжении Крыма в изобилии водой не является фантазией. Это не «случайность», это — реальная возможность, основанная на физических, а возможно, и физико-химических процессах, проверенных опытными данными, и поддающаяся математическому расчету.

Конденсация водяных паров происходит на всей территории Союза, только степень ее интенсивности будет различной. В одних местах доминируют инфильтрационные процессы, а в других местах — конденсационные. Оба эти процесса могут происходить и одновременно.

Особенно интенсивной конденсация должна быть при наличии разности температуры и давлений водяного пара. В этом отношении наиболее благоприятными районами будут являться:

а) районы с континентальным климатом;

б) районы вечной мерзлоты;

в) ледники в горах;

г) ущелья в горных районах, в которых в летний период температура значительно ниже по сравнению с температурой воздуха;

д) районы, прилегающие к водным пространствам;

е) районы, находящиеся на путях перемещения воздушных масс, обогащенных водяными парами;

ж) горные склоны, покрытые лесами, и т. д.

Водяной пар может перемещаться вне зависимости от движения воздуха. Это доказано нами [7] экспериментально во время хранения семян при наличии температурного градиента в 6°. Уточнить скорость перемещения водяного пара является задачей дальнейшего изучения этого вопроса.

Водяной пар перемещается в направлении теплового потока. Поэтому почти во всех случаях затенения почвы (новые здания, стога, леса, полезащитные лесные полосы, загущенные посевы при определенных условиях, широкие листья дынь, арбузов в местах развития корней и т. д.) будет повышаться ее влажность за счет конденсации водяных паров.

Изучение процесса конденсации водяных паров в почве при различных условиях, методах обработки и т. д. даст богатейший материал для выяс-

нения условий конденсации и использования этого процесса в повышении урожайности полей и в деле борьбы с засухой.

Овладение условиями конденсации водяных паров открывает возможность снабжения мягкой водой паровых установок и удлинения срока службы котлов.

Водяной пар, превращаясь в мельчайшие капли воды, обладает повышенной способностью растворять минералы. Поэтому овладение техникой конденсации водяных паров открывает перспективы получения источников с минеральной водой в любом месте Советского Союза.

Полное знание теории конденсации водяных паров позволит выработать необходимые профилактического характера мероприятия, тормозящие или даже прекращающие интенсивность конденсации водяных паров в тех случаях, когда это необходимо (например, при долгосрочном хранении семян и зерна, развитии домового грибка в перекрытиях из дерева, вспучивании различных грунтов, развитии микробиологических процессов и т. д.).

Изучение процессов конденсации позволило также изменить методы расчета веса гигроскопических продуктов и материалов при изменении процента их влажности (таблицы В. В. Тугаринова и З. А. Кручининой) [6], что имеет огромное значение при расчетах по определению веса, при учете изменения веса различных гигроскопических веществ, в частности, для нужд сельского хозяйства, пищевой, химической промышленности и других отраслей народного хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стенограмма I конференции по конденсации водяных паров воздуха (воздушный колодец). М.— Л., ЦУЕГМС, 1935.
2. Оболенский В. Н. Основы метеорологии, ОНТИ, 1935.
3. Тугаринов В. В. Конденсация водяных паров воздуха. «Советская агрономия», № 3, 1946.
4. Тугаринов В. В. Возможность использования процесса конденсации водяных паров воздуха в народном хозяйстве. Докл. Моск. сельскохозяйственной академии им. К. А. Тимирязева, вып. 4, 1946.
5. Тугаринов В. В. Перспективы практического применения процесса конденсации водяных паров воздуха. Докл. Моск. сельхоз. акад. им. К. А. Тимирязева, вып. 9, 1949.
6. Методы пересчета веса гигроскопических материалов и продуктов при отклонении их влажности от нормированной. ГОСТ 4680-49.
7. Тугаринов В. В. Температурный градиент при хранении семян и его влияние на их всхожесть. «Советская агрономия», № 1, 1948.

В. Н. СЛАВЯНОВ

О ЕСТЕСТВЕННЫХ КОНДЕНСАТОРАХ ГОРНЫХ СКЛОНОВ И О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОНДЕНСАТОРОВ ДЛЯ МАЛОДЕБИТНОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Вопросы конденсации часто незаслуженно забываются гидрогеологами. При подсчетах запасов подземных вод и в гидрогеологических отчетах говорится о конденсации лишь в самой общей форме, или даже вообще отсутствуют упоминания о конденсации. Между тем, для маловодных районов юга СССР вопросы конденсации имеют огромное значение, не поддающееся в настоящее время еще полному определению

Конденсация имела в древности и, вероятно, будет иметь в будущем практическое применение для водоснабжения. Имеются сведения, что в древнейшие времена вопросами конденсации занимались Платон, Аристотель, Фалес Милетский, Лукреций Кар и Марк Витрувий Поллио.

В XIX и в начале XX столетия имела большое распространение конденсационная теория образования подземных вод, ошибкой которой было приписывание слишком большой роли конденсации в образовании подземных и грунтовых вод. Со времени работ А. Ф. Лебедева считается доказанным, что в образовании подземных и грунтовых вод принимают участие как инфильтрация, так и конденсация, однако и до настоящего времени конденсации приписывают незаслуженно малое значение. Причинами этого являются недостаточность сведений о количестве конденсирующейся влаги и трудность его определения. Отдельные опыты по созданию искусственных конденсаторов не всегда давали удачные результаты, так как они не проводились в крупном масштабе, а также вследствие ошибок, допущенных при постановке опытов.

Остановимся на некоторых опытах по искусственной конденсации атмосферной влаги из воздуха.

В 1864 г. проф. Головкинский (см. 1) установил в имении Кастель три «почвенных дождемера», представляющих собой цинковые цилиндры, заполненные глинистой землей, сечением 500 см^2 и глубиной 0,7; 1,4 и 2,8 м, с коническим дном для стока воды в подставляемые через штольню мерные сосуды. При измерении стекающей из «дождемера» воды проф. Головкинский обнаружил, что ее оказывается больше, чем выпало дождя за период наблюдений (по приводимым цифрам в 2 и больше чем в два раза). В четырехаршинном «дождемере» излишков воды было больше, чем в двухаршинном. Отсюда проф. Головкинский сделал вывод о конденсации водяных паров в грунте. После смерти Головкинского опыты продолжал Педдакас. Его опыты показали, что за 10 мес. одноаршинный слой глинистой почвы осадил 1,1 мм воды, такой же слой песка — 1,5 мм, двухаршинный слой песка — 27,9 мм и четырехаршинный — 12,8 мм.

Позднее Педдакас [1] построил в Алуште несколько улучшенные «дождемеры» того же типа. Во время опытов было отмечено, что влажный грунт конденсирует гораздо больше воды, чем сухой, и что в песке конденсация происходит интенсивнее, чем в почве. При дождевых осадках в 5—10 мм оказывалось, что в песчаном «дождемере» скапливается меньше воды, чем получалось перед этим в сухие дни. Мелкие дожди смачивают только поверхностную зону грунта. Уровень образования подземной росы колебался в зависимости от суточной и месячной температуры воздуха, влажности воздуха и разности температур. Энергичнее всего процесс конденсации проходил в жаркие летние месяцы.

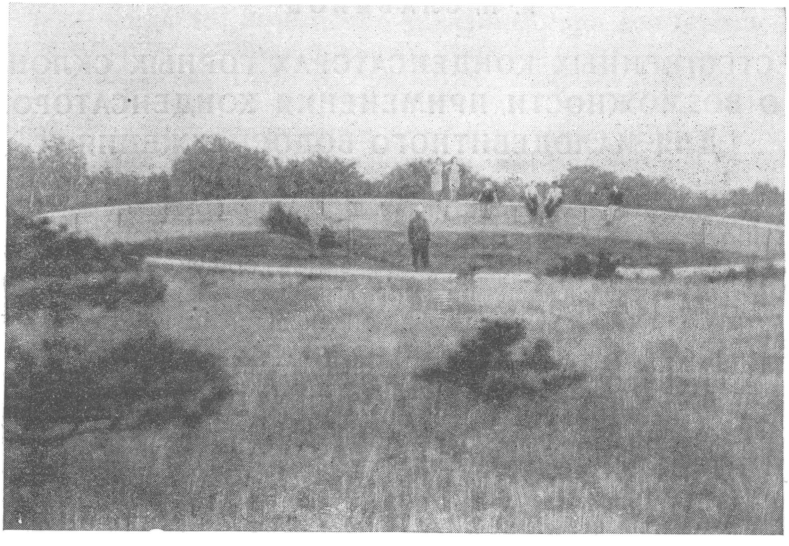


Рис. 1. Чаша конденсатора Зибольдта в Феодосии (снимок 1950 г.)

Феодосийским уездным земством в Карангате по проекту Головкинского был построен искусственный источник, представляющий собой цементированный бассейн в виде плоской воронки площадью около 200 м^2, глубиной 0,7 м, заполненной морским песком. Указанная конструкция конденсатора собирала воду как за счет конденсации, так и за счет атмосферных осадков.

В 1900 г. Ф. И. Зибольдт [2] при работах по нивелировке феодосийских горных склонов обнаружил и в дальнейшем описал древние конденсационные установки, состоявшие из конусовидных куч щебня, соединенных с городскими фонтанами гончарными трубами и дренажными канавами, заполненными щебнем. Кучи щебня со временем заилились и заросли дерном и кустарником и постепенно прекратили свою работу. Гончарные трубы были использованы для строительства водопровода из отдаленных источников. Имеются сведения [2] о том, что только за 2 года (1831 и 1833) было извлечено 8400 таких труб. Даже сейчас на склонах Тепе-Оба можно легко найти обломки гончарных труб и отдельные небольшие выходы воды из старых дренажных систем и труб.

В 1912 г. Ф. И. Зибольдт построил конденсатор (рис. 1), представлявший собой конусообразную кучу гальки объемом около 1117 м^3, расположенную на круглом цементированном бассейне диаметром 20 м, с уклоном дна около 12‰. Фотография этого конденсатора приведена в работе проф. В. В. Тугаринова [3]. В начале работы этот конденсатор давал около 0,3 л воды в сутки с 1 м^3 гальки. Работа конденсатора продолжа-

лась очень короткое время, так как бассейн был построен неправильно и под давлением гальки дал трещины. Второй конструктивной ошибкой, допущенной при проектировании конденсатора, является сильная прогреваемость его солнечными лучами. Если бы над галькой было устроено затенение (навес или крыша со свободной циркуляцией воздуха), то количество конденсирующейся воды было бы большим. Увеличения расхода воды можно было бы добиться также применением мелкого щебня вместо гальки и улучшением циркуляции воздуха через конденсатор. Ф. И. Зибольдт предпочел для своего конденсатора гальку из тех соображений, что галька медленнее выветривается. Если сопоставить скорость выветривания известняка и срок службы искусственных сооружений, то указанное преимущество гальки становится несущественным. В. В. Тугаринов, ссылаясь на данные журнала «La Nature», указывает, что производительность работы конденсатора, установленного в Сахаре, в 2, 5 раза выше производительности конденсатора Ф. И. Зибольдта. Возможно, что при более длительном сроке работы конденсатора он увеличил бы свою производительность (что наблюдалось на конденсаторе В. В. Тугаринова).

В исторических материалах имеются сведения о том, что, кроме Феодосии, конденсационной водой для водоснабжения пользовались жители Керчи, Евпатории и других городов.

При археологических работах по изучению древних крепостей в Крыму неоднократно вставал вопрос о их водоснабжении, что часто и до нашего времени представляет для нас загадку. Такие крепости, как Неаполь-Скифский, Эски-Кермен и др., расположенные на известняковых скалах, глубоко, до водоупорного слоя, дренированных по бокам долинами, должны были на случай осады иметь или большие водохранилища или свои источники воды. При раскопках Неаполя-Скифского до сих пор не удалось найти никаких следов водоснабжения или сосудов воды, в то время как найдено большое количество сосудов для зерна и других припасов. Крепость на горе Кошке сооружена на сильнотрещиноватом массиве известняка, в пределах которого в настоящее время нет никаких признаков близости воды или источников. Пользоваться водой из ближайших источников во время осады находящиеся в крепости не могли. Самым простым способом получения воды в таких условиях было сооружение искусственного конденсатора с использованием естественных трещин, расщелин и скоплений глыб известняка. Подобных мест, не изученных до настоящего времени, на горе много. Археологической экспедицией на Эски-Керменской скале найдена [4] водосборная галерея, питание которой, по всем признакам, происходило за счет конденсации.

С ростом культурного уровня потребности населения городов в воде резко увеличиваются и уже не могут быть удовлетворены за счет искусственных конденсаторов. Однако использование их для отдельных мелких поселков вполне возможно и для безводных районов может явиться даже экономически рентабельным.

Отдельные опыты с конденсаторами проводились в 1931—1936 гг. Кучук-Койской оползневой станцией. Применялись 4 типа конденсаторов. Первые два типа представляли собой металлические, заполненные щебенкой коробки, открытые сверху и имеющие внизу трубочки для стока воды. Третьим типом явился шурф-конденсатор глубиной 7,5 м и сечением 1,2 × 1,2 м с крышей и квершлагом из штольни Михайловского. Дно конденсатора было изготовлено из листового железа с трубочкой для сбора стекающей воды. Особенностью конденсаторов указанных трех типов являлось отсутствие свободной циркуляции воздуха внутри конденсатора (он открыт только сверху). Конденсатор четвертого типа представлял собой груду щебня высотой 2 м, сложенного на глыбе извест-

няка. Температура щебня этого конденсатора мало отличалась от температуры воздуха, и, естественно, заметной конденсации наблюдать было нельзя.

К сожалению, все материалы систематических наблюдений за конденсацией погибли и сохранились только отдельные сведения в трудах оползневой станции.

В работе И. Е. Худяева и В. К. Колотильщиковой [5] сказано, что при помощи конденсатора второго типа, установленного в тени, получено за сентябрь 1932 г. 855 см³ воды. Такой же конденсатор, установленный на солнце, дал за то же время 544 см³ воды. При объеме щебенки в конденсаторах 0,029 м³ это составляет 0,98 л воды на 1 м³ щебенки в день. Обращает на себя внимание сходство данных по расходу с производительностью конденсатора Ф. И. Зибольдта.

По данным В. Ф. Пчелинцева, сумма расхода воды, стекавшей за месяц с 1 м³ щебенки из шурфа-конденсатора, за март 1936 г. составила 18 649 см³, что составляет 0,6 л/сутки.

Количество конденсирующейся влаги зависит от ряда факторов, из которых основными являются влажность воздуха, разность температур воздуха и заполнителя в конденсаторе и количество водяных паров воздуха, попадающего в конденсатор за единицу времени. В. В. Тугаринов выделяет три группы факторов, влияющих на процесс конденсации [3]:

1) факторы, связанные с состоянием атмосферы и метеорологическими условиями; к их числу относятся: температура воздуха, абсолютная и относительная влажность воздуха, направление и скорость ветра, турбулентность движения воздуха, степень ионизации воздуха;

2) факторы, связанные с природой и состоянием конденсирующих поверхностей, на которых происходит образование мельчайших капель воды, а именно: температура, характер поверхности (выпуклая, ровная, вогнутая), теплопроводность и теплоемкость, степень излучения, скорость движения воздуха, паропроводимость, скважность среды, диаметр пор, электрические свойства среды, природа среды (песок, камень, глина, металл и т. д.);

3) факторы конструктивного порядка, связанные со схемой работы установки.

В. В. Тугаринов соорудил на территории Московской сельскохозяйственной академии им. К. А. Тимирязева экспериментальную конденсационную установку «По примеру природы», которая в последующие годы была усовершенствована и действует до настоящего времени. Установка представляет собой искусственно насыпанный холм высотой до 6 м, в середине которого имеется вертикальная шахта, соединенная с двумя слегка наклонными выводными трубами. Теплый воздух опускается по шахте и выходит по трубам наружу. При этом на холодных трубах концентрируется влага. Несмотря на небольшую конденсирующую поверхность (влага имеет возможность оседать только на стенах труб и шахты), установка работает без какого-либо воздействия человека. Среднесуточное количество воды в 1945 г. составляло 5 143 л (максимальное количество — 17 820 л). Если пересчитать полученное количество воды на конденсирующую поверхность установки (принимая суммарную поверхность 1 м³ гальки в конденсаторе Зибольдта равной примерно 150 м²), получается, что конденсатор В. В. Тугаринова дает в несколько раз больше воды с единицы поверхности, чем конденсаторы Зибольдта и Кучук-Койской оползневой станции.

Южнобережной партией Крымского филиала Академии наук СССР разработан проект конденсационной установки, который сочетает преимущества конденсаторов Ф. И. Зибольдта (большой размер конденсатора),

Кучук-Койской станции (большая конденсирующая поверхность) и конденсаторов В. В. Тугаринова (постоянный поток воздуха в конденсаторе и защита его от нагревания солнечными лучами). Описание схемы этого конденсатора приведено в конце статьи.

Даже описанные выше отдельные опыты по получению конденсационной влаги позволяют судить о том, что:

1) практическое получение конденсационной воды в искусственных конденсаторах возможно и требует только экономически целесообразного разрешения этой проблемы;

2) опытными конденсаторами, несмотря на некоторые недостатки их конструкции, получено до 1 л воды в сутки с 1 м^3 гальки и щебня, заложенных в конденсатор.

Отсутствие данных о микроклимате мест установки конденсаторов не позволяет в настоящее время произвести каких-либо расчетов конденсации по влажности воздуха и по разности температур воздуха и конденсирующих поверхностей. Ориентировочные теплотехнические расчеты указывают на возможность получения воды в количестве до 2 л/сутки с 1 м^3 щебенки известняка в конденсаторе.

Многими исследователями придавалось большое значение конденсации в образовании грунтовых вод ряда районов. В 1948—1953 гг. геологической партией под руководством автора был проведен ряд наблюдений, указавших на интенсивное протекание процессов конденсации в горных районах юга, сложенных известняком. Остановимся кратко на этих наблюдениях.

Наиболее благоприятными местами для образования конденсационной влаги являются:

1) карстовые пустоты в известняках;

2) глубокие трещины известняковых массивов;

3) сильно разрушенные оползшие массивы известняка на склоне, часто представляющие собой навал колоссальных глыб известняка;

4) глыбовые навалы у подошвы горных гряд и отчлененных массивов известняка;

5) конусы осыпей;

6) глыбовые потоки на склоне;

7) временные скопления щебня в тальвегах молодых оврагов;

8) трещины и пустоты в перемятых пластах песчаников и глинистых сланцев.

Кроме того, процесс конденсации можно наблюдать в старых противооползневых и других сооружениях.

Указанные места являются естественными конденсаторами, иногда достигающими огромного размера. Они встречаются настолько часто, что перечислять места их проявления нет необходимости. Мы приведем только характерные примеры подобных «естественных конденсаторов».

Карстовые процессы широко развиты в пределах распространения известняков (рис. 2). При осмотре карстовых пустот можно наблюдать зависимость их формы в первую очередь от фациальных особенностей отложения известняка в различных местах и от его трещиноватости. Так, в массивных рифовых известняках наблюдаются крупные пещеры и колодцы, преимущественно вертикального развития. В слоистых известняках, особенно при наличии прослоев мергелистых известняков, преобладают карстовые каналы, образующиеся по падению пластов. При наличии трещиноватости в слоистых известняках горизонтальные и наклонные каналы расположены параллельно напластованию, а вертикальные колодцы развиваются вдоль трещин. В слоистых известняках обнаружены пещеры с наружными отверстиями вытянутой по вертикали овальной формы диаметром порядка 1—2 м. Такие пещеры обычно представляют собой сла-

бонаклонные, то расширяющиеся, то сужающиеся каналы, заросшие натеками кальцита по бокам и сталактитами, местами загораживающими и без того узкий канал в середине. Каналы идут зигзагами, причем по трещинам и по расположению сталактитов можно видеть, что направление каждого канала подчинено направлению трещины в этом месте.

В нескольких метрах от входа, в углублениях на дне, вначале появляется сырость, а затем — вода, стекающая со стен и из трещин. Мы осматривали пещеры в сухой период, и нельзя предположить, чтобы при небольшой мощности известняков над каналами вода могла сохраниться со времени последнего дождя. На расстоянии около 10 м от входа были заметны небольшие струйки воды, стекавшие и исчезавшие в трещинах. По

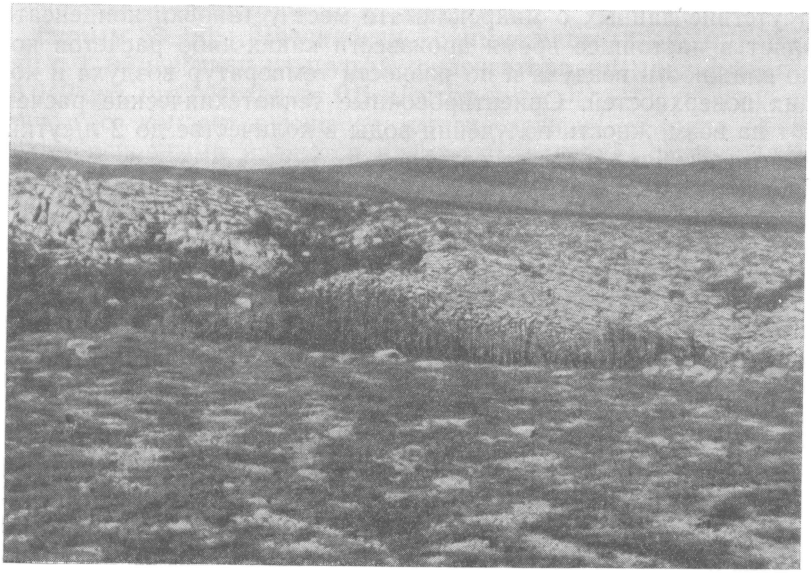


Рис. 2. Карстовая воронка на горе, сложенной известняками.

рассказам местных жителей, во время сильных дождей из этих каналов бьют потоки воды, затопляющие долину. Это указывает на большое количество трещин и карстовых колодцев, по которым вода во время дождя стекает в каналы с большой площади.

По существу, конденсатор В. В. Тугаринова напоминает такие пещеры.

Выходы подобных карстовых каналов можно наблюдать во многих местах на обрывах, сложенных известняками. Под ними обычно заметны полосы отложившегося кальцита. Наличие вытекающей воды из такого канала легко определить по блеску таких полос на солнце.

Во многих карстовых колодцах в течение круглого года сохраняется снег, имеющий с поверхности фирновый характер и часто превращенный в лед, что может указывать на наличие конденсации наряду с испарением. Стены карстовых колодцев обычно в той или иной степени покрыты влагой.

Карстовые пещеры, расположенные в пониженных местах и создающие воздушные ямы, увлажнены по стенам на глубине 3—4 м от поверхности. С углублением в пещеру влажность стен увеличивается и на глубине 6—10 м от поверхности земли вода начинает стекать со стен и на дне пещеры появляются скопления воды. Наличие конденсации здесь можно определить и по относительной влажности воздуха.

Карстовые каналы и пещеры, имеющие наклон к выходу и расположенные на склоне, имеют гораздо меньшую влажность. В таких пещерах

холодный воздух движется из пещеры, не застаиваясь в ней. Постоянное проветривание постепенно согревает стены пещеры, отчего за счет меньшей разности температур снижается конденсация водяных паров на известняке.

Кроме карстовых пустот в известняках, конденсацию водяных паров из воздуха можно наблюдать в крупных трещинах между отдельными массивами известняка и в самих массивах (рис. 3). В. Ф. Пчелинцев отмечал наличие конденсации в расщелине скалы Узун-Таш, в которую можно проникнуть на 4—5 м ниже уровня окружающего глыбового навала.

Наличие смоченных стенок трещин и капающей с них воды мы наблюдали также за многими отчлененными массивами известняка в трещинах гор и в других местах.

Некоторые сильнотрещиноватые массивы известняков, представляющие собой иногда навал колоссальных глыб, являются огромными конденсаторами, у подошвы которых, как правило, выходят источники. Очень часто верхняя часть таких гор бывает закрыта облаками, и можно наблюдать выпадение влаги непосредственно из таких облаков, когда не только вся растительность и поверхность известняков покрывается росой, но даже одежда и инструменты наблюдателей становятся влажными.

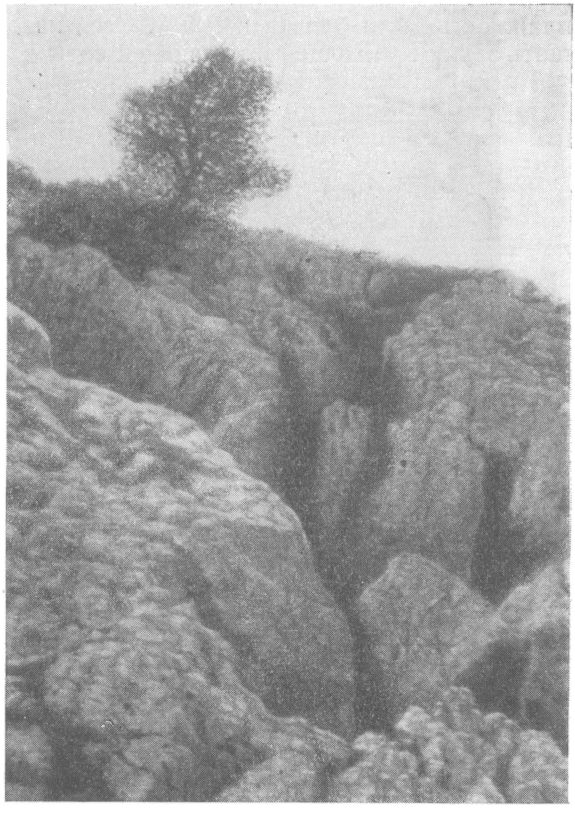


Рис. 3. Трещина разлома в известняке.

В глыбовых навалах (рис. 4), протягивающихся вдоль всех обрывов известняков, конденсация водяных паров из воздуха в южных районах происходит при мощности навала свыше 4—5 м. На склонах под крупными глыбовыми навалами всегда можно наблюдать выходы источников и увлажненные места с влаголюбивой растительностью. Трудно предположить, что каждый такой глыбовый навал питается карстовыми водами. Нам удалось проникнуть в глубь навала крупных глыб через промежутки между глыбами на глубину около 6 м. На нижней поверхности глыб около трещин были отмечены миниатюрные сталактиты величиной в несколько миллиметров. Из одной трещины в крупной глыбе по такому сталактиту стекала вода — 2 капли в минуту.

В навале глыб известняка осмотрен глубокий колодец, укрепленный бетонными кольцами с прорезями, глубиной 23,4 м. При обследовании в осеннее время сделаны следующие наблюдения. При наружной температуре воздуха 24°С и относительной влажности 75% были замерены тем-

пература и влажность воздуха психрометром через каждые 2 м глубины колодца. Наблюдения показали, что с глубины 6 м стены колодца становятся сырыми при температуре воздуха 12,2° и относительной влажности 90% (в середине сечения кольца). Ниже, до дна колодца, влажность стен постепенно увеличивается. На глубине 11 м вода покрывала стенки сплошной пленкой и ниже стекала в виде капель. В отверстия на стенках колодца можно было видеть, что глыбы вокруг колодца увлажнены примерно так же, как и стенки колодца. Никакого поступления воды в отверстия стенок колодца быть не могло. На дне колодца при температуре 12,2° влажность была близка к 100%. Стоя на дне колодца, можно было слышать звуки стекающей и капающей воды с глыб за стенками колодца.

Рис. 4. Глыбовый навал на склоне.

В летнее время разница температур на поверхности и в колодце значительно увеличивается.

Иногда природа создает идеальные места для конденсации водяных паров. В одном из таких мест гряда изверженных пород выступает на склоне параллельно обрыву гор, образуя за собой вытянутое по простиранию склона понижение, заполненное глыбовым навалом большой мощности. В понижении имеется постепенно сменяемый запас воды. В седловинах этой гряды выходят наиболее водообильные в районе источники. В схеме указанное место похоже на построенный на Карангате конденсатор Головкинского, но огромных размеров.

Кроме глыбовых навалов, конденсация происходит также и в крупных конусах осыпей (рис. 5). Глыбовые потоки на склоне (рис. 6 и 7), обычно следующие по выработанному тальвегу, собирают конденсационную воду. При осмотре глыбовых потоков легко заметить следующую закономерность развития растительности. В верхних частях потока ее обычно нет, в средней части появляются хмель, ежевика и иная влаголюбивая растительность, что указывает на постоянное смачивание ложа глыбового потока; в нижней же части, особенно там, где глыбовый поток опирается на запрокинутые оползневые уступы, появляются заболоченные участки с тростниковой зарослью и в бессточных понижениях — небольшие скрытые между глыбами скопления воды. Такие скопления воды можно сейчас наблюдать во многих местах. Одно из обследованных понижений в запроки-

нутой части оползневой террасы содержит более 200 м^3 воды; из другого подобного понижения в глыбовом навале при строительстве штольни было выпущено во много раз большее количество воды.

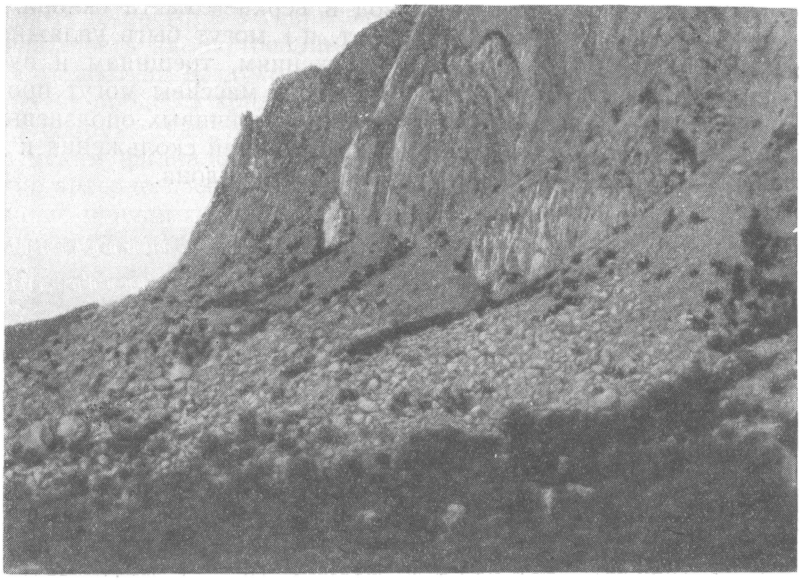


Рис. 5. Конусы осыпей под горой.

Рис. 6. Глыбовой поток.

При описаниях глыбовых потоков авторы обычно предполагают, что в головной части такого рода потоки питаются источниками. Ориентировочный подсчет, произведенный в отношении ряда глыбовых потоков, по-

казывает, что все водные ресурсы источника в период засухи могут образоваться за счет конденсации.

Изучение процесса конденсации в потоках глыб и в других формах оползневых явлений имеет большое значение, так как иногда указывает на бесполезность перехвата грунтовых вод в верхней части склона. Сухие искусственные сооружения (штольни и т. п.) могут быть увлажнены за счет конденсации. По дренажным сооружениям, трещинам и пустотам вдоль поверхностей скольжения в оползневые массивы могут проникать водяные пары и увлажнять грунт. В среде неустойчивых оползневых масс подобное дополнительное увлажнение поверхностей скольжения и деформированных зон может уменьшать устойчивость склона.

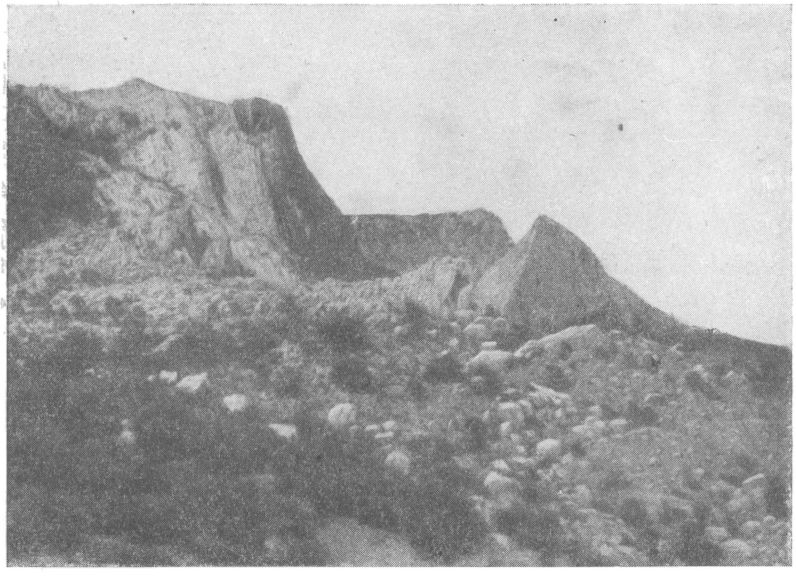


Рис. 7. Естественный конденсатор.

В пределах часто встречаемых линз щебенки известняка, обнажающихся в береговом обрыве, вытекают источники с расходом порядка 0,02 л/сек. (Интересно отметить, что откачка из вышележащих водоемов и источников мало влияет на их расходы.)

При наблюдении за источниками с капельным расходом отмечалась зависимость между облачностью, туманами и расходом источников. К сожалению, такие наблюдения до сих пор носили случайный характер и потому пока еще не могут быть использованы для каких-либо выводов.

Наблюдения за источниками с малыми расходами представляют большой интерес ввиду того, что точность замера обратно пропорциональна расходу источника. Замеры капельных источников, начиная с 1948 г., нами производятся по подсчету количества капель в минуту. Для перевода такого подсчета в обычный достаточно один раз измерить мензуркой количество капель воды данной минерализации на определенный объем и высчитать объем каждой капли. Для каждого источника такой подсчет следует повторять, так как при изменении минерализации и температуры воды объем капель может меняться. Очень интересные результаты могут дать наблюдения за капельными источниками при одновременной регистрации местных метеорологических условий. До настоящего времени такие наблюдения почти не проводились, так как гидрогеологов в первую очередь интересовали источники с большими расходами.

Повышенную влажность, образовавшуюся, вероятно, за счет конденсации, можно наблюдать также в пределах временных скоплений щебня известняка, песчаника и сланцев в тальвегах молодых оврагов, в глубоких трещинах и в пустотах перемятых пластов горных пород. При углублении горных выработок в таврические отложения можно наблюдать бо́льшую влажность вдоль трещин и других нарушений, чем в местах, удаленных от доступа воздуха и водяного пара из атмосферы.

Наличие процесса конденсации можно наблюдать также в старых дренажных сооружениях, подвалах, трубах и других местах.

Крымским филиалом Академии наук СССР совместно с Керченским историко-археологическим музеем было проведено гидрогеологическое обследование причин гибели фресок склепа Деметры в Керчи. Склеп имеет форму сундука размерами 2,2 × 2,7 м с высотой 2,3 метра. С поверхностью земли он соединен наклонным в сторону склепа дромосом длиной 10 м. Склеп построен в I в. н. э. и до 1895 г. был погребен под слоем суглинистого грунта. В 1895 г. склеп найден и открыт для посещений. Фрески, сохранившиеся в течение почти двух тысячелетий, начали разрушаться. Шурфовые работы показали, что грунтовые воды на влажность склепа не влияют. Между увлажненным земляным полом склепа и зеркалом грунтовых вод вскрыт слой сухого суглинка.

Проведенные в июле наблюдения за влажностью воздуха в склепе, дромосе и у входа показали, что конденсация водяных паров на стенах склепа может происходить почти круглосуточно. Относительная влажность воздуха в склепе были близка к 100%. Давление водяных паров снаружи было всегда большим, чем внутри склепа. Установленный в склепе гигрограф дал прямую горизонтальную линию с небольшими зубцами повышения влажности в моменты открытия дверей и входа в склеп наблюдателя. Эти и ряд других наблюдений доказали, что склеп Деметры в открытом состоянии конденсировал водяные пары из воздуха, что привело к разрушению штукатурки и фресок.

До последнего времени основные возражения против возможности практического использования процесса конденсации основывались на теплотехнических расчетах. Так, например, проф. Ганн указывал, что для конденсации 2 мм воды в грунт через каждый квадратный метр почвы должна пройти 1000 м^3 воздуха, отдав при этом большое количество тепла.

В настоящее время опытным путем уже доказано, что движение водяных паров к местам конденсации может происходить без воздуха, даже вопреки ему. Это свидетельствует о том, что при конденсации не следует рассчитывать на понижение температуры всего воздуха, из которого извлекается влага. В качестве примера можно привести опыт. проф. В. В. Тугаринова. Он соединил трубкой два сосуда с зерном, имеющим одинаковую влажность, и изолировал их от наружного воздуха. После помещения сосудов в разную температуру зерно в одном из них (теплом) подсохло, а в другом (холодном) увлажнилось. Ценнейшие опыты А. Ф. Лебедева по изучению конденсации проводились в совершенно другой среде (почвы и рыхлые грунты) и потому не осветили вопросов конденсации в таких условиях, как глыбовый навал, щебень и подземные пустоты.

Учитывая важность изучения возможности практического использования процесса конденсации, мы разработали конструкции нескольких типов опытно-эксплуатационных конденсаторов, с помощью которых можно было бы проводить необходимые опыты и наблюдения. Поперечный разрез, продольный разрез и общий вид одного из конденсаторов даны на рис. 8, где указаны основные размеры, которые могут быть изменены в зависимости от условий местности, требуемого объема конденсатора и других факторов.

Конденсатор представляет собой прямоугольное здание, заполненное щебенкой известняка *4* диаметром 5—10 см. Щебенка в большей средней части конденсатора расположена на решетке из швеллерных балок *3*. Расстояние между балками 10—20 см. Для того чтобы щебенка не проваливалась, нижний слой ее укладывают на куски известняка большего размера. Решетка опирается на ленточный фундамент *2*, идущий вдоль про-

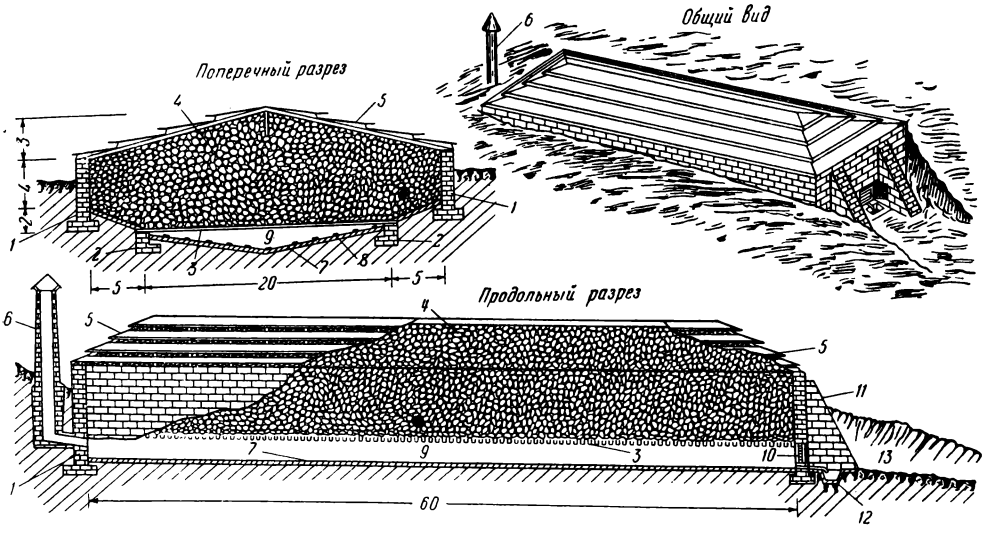


Рис. 8. Конденсатор.

1 — стены с фундаментом; *2* — опорный фундамент; *3* — настил из швеллерных балок; *4* — щебенка известняка; *5* — крыша, защищающая конденсатор от непосредственного нагревания солнечными лучами; *6* — труба для проветривания конденсатора; *7* — железобетонное дно с гидроизоляцией; *8* — выступы для сохранения постоянной водной поверхности; *9* — рабочее помещение конденсатора; *10* — выводная труба и двери (решетчатая и герметически закрывающаяся); *11* — подпорные стены; *12* — водосборный колодец; *13* — площадка.

Объем 15 000 м³ при крыше 1 : 2 объемом 20 000 м³.

дольных стен конденсатора. Между опорным фундаментом *2* и стенами конденсатора *1* щебенка лежит на железобетонном дне с гидроизоляцией. Такое же дно *7* имеется под рабочим помещением конденсатора. Преимущество последнего заключается в том, что оно не несет нагрузки, и всякое повреждение на нем может быть легко исправлено. Дно имеет наклон к двери конденсатора, под которой проложена выводная труба и сооружен водосборный колодец *12*. Из колодца могут быть проведены трубы к потребителю.

Швеллерные балки положены ребрами кверху для сбора воды, что необходимо для создания постоянной смоченной поверхности (на водной поверхности конденсация происходит наиболее интенсивно). Для той же цели на дне конденсатора делают продольные выступы, задерживающие часть воды. Наличие пустого пространства (рабочего в конденсаторе) и боковой вентиляционной трубы обеспечивает свободную циркуляцию воздуха в конденсаторе, при открытой двери создает тягу воздуха (сверху вниз через конденсатор) за счет охлаждения и позволяет проводить научные наблюдения внутри конденсатора и проверять его работу при различных режимах.

Через трубу можно при помощи вентилятора создать искусственную тягу, которая поможет определить влияние объема проходящего через конденсатор воздуха на количество конденсирующейся влаги.

Над конденсатором устраивается крыша-навес для его затенения и предотвращения непосредственного прогревания солнечными лучами.

Крыша имеет широкие промежутки, обеспечивающие свободное проникновение воздуха и водяных паров внутрь конденсатора.

Основные характеристики конденсатора (при размерах, приведенных на чертеже)

1. Размеры: длина — 60 м, ширина — 30 м, общая высота — 11 м, ширина рабочего помещения — 20 м.
2. Объем щебенки — 15 000 м^3. При придании крыше наклона 1 : 2 объем может быть увеличен до 20 000 м^3.
3. Теплоемкость конденсатора (количество тепла, потребное для нагревания щебенки на 1°) — 5 000 000 ккал.
4. Высота рабочего помещения — 2 м (в средней части).
5. Мощность щебенки заполнителя: максимальная — 9 м, минимальная — 4 м.

В каждом искусственном и естественном конденсаторе можно выделить две зоны:

1) зону, в пределах которой водяные пары воздуха охлаждаются до точки росы (охлаждающая зона);

2) зону, в пределах которой происходит конденсация водяных паров из воздуха (конденсирующая зона).

Между этими двумя зонами располагается температурная граница, соответствующая точке росы, которая в зависимости от сезонных и суточных колебаний температуры и влажности воздуха может смещаться.

В глыбовых навалах южных районов СССР охлаждающая зона имеет мощность от 2 до 6 м при отсутствии постоянной вертикальной циркуляции воздуха (в воздушных ямах).

При мощности глыбового навала, превышающей мощность средней охлаждающей зоны, происходит конденсация водяных паров из воздуха на поверхности глыб известняка. При наличии среди глыб грунта, подходящего для корневой системы растений, такие увлажненные места глыбовых навалов быстро зарастают деревьями и кустарником, которые затеняют поверхность глыб, затрудняя их прогревание солнцем и уменьшая мощность охлаждающей зоны самого конденсатора.

Соотношение между объемом рабочей зоны и полным объемом, так же как и количество воды, получаемой с единицы объема, характеризуют конденсирующие особенности установки.

При постройке конденсаторов малого размера необходимо сохранять преобладание конденсирующего объема над охлаждающим. С этой целью следует уменьшать площадь конденсатора и увеличивать его высоту, погрузив нижнюю часть в землю. Это можно сделать с наименьшим объемом земляных работ при постройке конденсатора на крутых склонах (с выведением трубы по траншее вниз по склону). На рис. 9 приведена схема такого конденсатора малого объема.

Конденсационные установки могут быть использованы для малодебитного водоснабжения труднодоступных безводных участков. Особенностями их использования являются, во-первых, максимальная производительность при высоких температурах и, во-вторых, прекращение работы в зимние и холодные времена года.

В большинстве случаев можно сочетать водоснабжение зимой за счет сбора атмосферных осадков и в периоды засухи за счет конденсаторов.

Вопросы о количественных возможностях использования искусственных конденсаторов еще недостаточно подтверждены имеющимися опытами и наблюдениями. Такое положение должно быть в ближайшее время исправлено. Только опытным путем на фактическом материале можно до-

казать размеры возможного практического применения процесса конденсации в искусственных установках. Многолетние непрекращающиеся споры по этому вопросу только подтверждают важность постановки таких опытов, а развитие и необходимость хозяйственного использования мало-

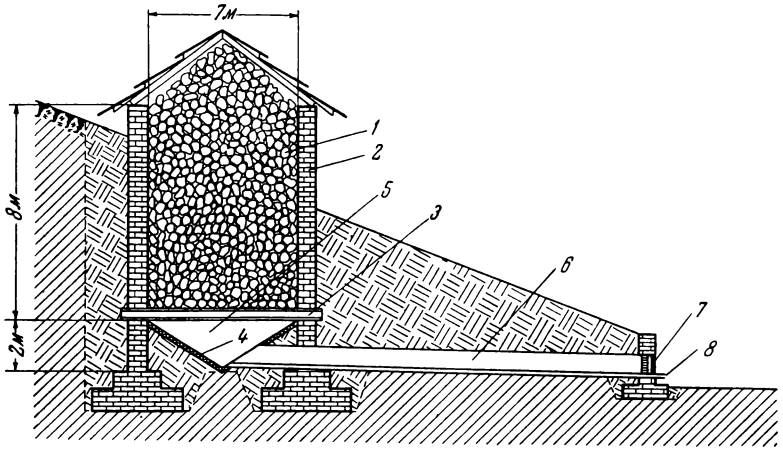


Рис. 9. Схема конденсатора малого объема.

1 — галечник или щебенка; *2* — каменная кладка с тепло- и гидроизоляцией; *3*— швеллерные балки; *4* — гидроизоляция; *5* — рабочее помещение; *6* — труба диаметром 0,8—1,0 м для проникания в конденсатор; *7* — решетчатая и герметичная двери; *8* — водопровод.

Объем щебенки 400—450 м³ (в зависимости от крутизны крыши). Рабочий (конденсирующий) объем—300 м³

водных и безводных районов делают эту проблему актуальной и требующей быстрейшего разрешения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Педдакас И. К. К вопросу об образовании источников и грунтовых вод и подземной росы.— Зап. Симферопол. отд. Росс. о-ва садоводства. Симферополь, № 42, 1905.
2. Зибольдт Ф. И. Роль подземной росы в водоснабжении г. Феодосии. «Почвоведение», № 4, 1904.
3. Тугаринов В. В. Конденсация водяных паров воздуха. «Советская агрономия», № 3, 1946.
4. Шмидт Ф. И. Эски-Керменская экспедиция. Сообщения ГАИМК АН СССР, № 11—12, 1932.
5. Худяев И. Е., Колотильщикова В. К. Заметка об опытах по изучению конденсации влаги в известняковых наносах южного берега Крыма. Материалы ЦНИГРИ. Гидрогеология. Сб. 4. Л. Работы Крымской оползневой станции, 1934.
6. Барков А. С. Современное состояние вопроса о происхождении грунтовых вод. Сборник в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина. М., 1913.
7. Жуков Н. Н. О древних гидротехнических сооружениях в ближайших окрестностях г. Феодосии в связи с вопросом об изучении принципов добычи влаги из атмосферы. Сборник статей по экономике, быту и истории Феодосийского района, вып. 1. Феодосия, 1931.
8. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. АН СССР, 1936.
9. Славянов В. Н. Гидрогеологические условия и возможности осушения склепа. Деметры. Сб. трудов Крымского филиала АН СССР, 1955.
10. Стенограмма I конференции по конденсации водяных паров воздуха (воздушный колодец). М.— Л., Ред.-изд. отд. ЦУЕГМС, 1935.

Н. В. ТАГЕЕВА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПЛАСТОВЫХ ХЛОРИДНЫХ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНО-НАТРИЕВЫХ РАССОЛОВ

Пластовые хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы, называемые часто «хлоркальциевыми водами» [1], стали известны в связи с изучением нефтеносности пород, так как они, как правило, сопровождают нефть во всех значительных нефтеносных районах.

Происхождение их до сих пор являлось спорным. Вместе с тем вопросы геохимии этих рассолов представляют большой интерес: они тесно связаны с геохимией нефти, и их происхождение непосредственно касается проблемы происхождения нефти.

В 1929 г. при изучении нефтяных вод о-ва Челекен мною были исследованы хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы. Тогда представлялось, что происхождение этих вод, названных мною «типичными хлоркальциевыми водами нефтяных месторождений» [12], может быть объяснено процессом метаморфизации морской воды в условиях притока континентальных вод в прибрежные части морского бассейна. Этот процесс был установлен и отчасти экспериментально изучен Н. С. Курнаковым и С. Ф. Жемчужиным [7] для озер Перекопской группы. Согласно взгляду этих авторов, приток в морские заливы континентальных вод, содержащих гидрокарбонат кальция, вызывает химические изменения в морской воде, идущие по реакции Гейдингера: $2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftarrows \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 + 2CO_2 + 2H_2O$, в результате которой постепенно из воды исчезает сульфат магния, а сульфат кальция насыщает раствор. После исчезновения из раствора всего $MgSO_4$ в нем протекает реакция Мориньяка:

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2 + 2CO_2 + 2H_2O$$

и появляется хлорид кальция.

Однако среди различных водоемов поверхности земли воды, содержащие хлористый кальций, очень редки. Так, из значительных озер СССР к этому типу принадлежит только Баскунчак. Большинство других соляных озер относится к хлоридным магниево-натриевым озерам (например, Эльтон, Индер, Таволжан, Коряковское и др.).

Между тем, материал по подземным хлоридным щелочноземельно-натриевым рассолам, содержащим большие количества хлористого кальция,

[1] Это название в настоящее время устарело, так как для этих вод характерно содержание хлоридов не только кальция, но и других щелочных земель: стронция, бария.

накапливался с каждым годом и указывал на широкое распространение в осадочных породах подземных рассолов этого типа. С осадочными же породами связывалось появление таких рассолов в некоторых местах на поверхности земли, например, небольших озер Урало-Эмбенской области и др.

Таким образом, нужно было пересмотреть вопрос о происхождении этого типа природных вод и казалось необходимым поставить экспериментальные исследования в этом направлении.

С этой целью с 1940 по 1948 г. мною были проведены опыты, результаты которых излагаются в настоящей статье. Выражаю глубокую благодарность акад. Виталию Григорьевичу Хлопину, давшему возможность осуществить это исследование и своими ценными советами способствовавшему его успешному завершению.

I

При постановке опытов имелась в виду метаморфизация рассола типа морской воды осадочными терригенными породами, так как геологические и геохимические данные по этим рассолам привели к заключению, что образование их связано с морской водой внутри осадка, образовавшегося в прибрежной палеогеографической обстановке. При этом казалось, что в опытах метаморфизация такого рассола типа морской воды должна произойти при соприкосновении его со «свежей», только-что взятой из природной обстановки породой, еще не тронутой влиянием моря (т. е. с каким-нибудь пресноводным иловым терригенным осадком). Поэтому для опытов брался свежий ил из пруда Елагина острова в Ленинграде; затем этот ил отжимался от содержавшегося в нем раствора под прессом при давлении около 240 ат и приводился в соприкосновение с приготовленным раствором типа морской воды, но со значительно бо́льшим содержанием хлористого натрия.

Гранулометрический состав ила, использованного при опытах, приведен в табл. 1. По механическому составу этот ил представляет породу, в которой песчаные, алевритовые и глинистые части составляют примерно равные количества. Таким образом, это — обычный, широко распространенный осадок, со сравнительно небольшим (около 36%) содержанием глинистого материала. Ил содержал большое количество неразложившегося органического вещества (преимущественно растительных остатков).

Таблица 1

Гранулометрический состав ила

(Опыты 2 и 3) [1]

Размер фракций, мм	Количество, %	Размер фракций, мм	Количество, %
> 5	—	0,25—0,10	10,12
5—3	0,85	0,10—0,01	29,96
3—2	0,08	0,01—0,005	22,93
2—1	0,4	0,005—0,001	6,80
1—0,5	6,41	< 0,001	6,40
0,50—0,25	16,41		

[1] Анализ произволился в Лаборатории механического анализа пород Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ) по методу Робинсона-Сабанина.

Потеря при прокаливании этой породы после одного из опытов составила 15,6%.

Был приготовлен рассол, сходный с раствором морской воды, но содержащий значительно больше хлористого натрия. Данные химического состава этого рассола и для сравнения состава воды океана [1] приведены в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав раствора типа морской воды, исходного в опытах 1—3

	Рассол, исходный для опытов	Вода океана
	г/л	
$NaCl$	45,1	28,2
$MgCl_2$	3,0	3,3
$MgSO_4$	2,4	2,3
$CaSO_4$	1,8	1,2
$Ca(HCO_3)_2$	0,01	0,2
$CaCO_3$	0,003	—
Сумма	52,3	35,2

В июне 1940 г. были поставлены следующие опыты:

1) в склянку *1* объемом в 1 л было налито 600 мл рассола и 500 мл легкой нефти Туймазинского нефтяного месторождения, любезно предоставленной мне О. А. Радченко;

2) в склянку *2* помещено 300 г отжатого ила, 500 мл рассола и 250 мл нефти;

3) в склянку *3* помещено 450 г ила и 500 мл рассола.

Все три склянки были плотно закрыты и в течение трех дней по нескольку часов их взбалтывали и нагревали до 40°С.

Через 9 дней склянка *3* с илом и рассолом была открыта, жидкость над илом слита через фильтр и частью отделена от ила отсасыванием. Оставшийся влажный плотный ил отжимался под механическим прессом под давлением около 200 ат. Оба раствора, слитый и отжатый, были подвергнуты анализу.

Затем отжатый ил был помещен в ту же склянку и залит новой порцией исходного рассола (600 мл). Все три склянки в течение нескольких дней взбалтывали и нагревали до 40—50°С. Затем они были оставлены стоять в покое в течение 5 лет и 8 мес. В феврале 1946 г. склянки были открыты и растворы взяты на анализ. В склянке № 1 рассол с нефтью образовал сплошную эмульсию, из которой вода не отделялась при прибавлении бензина. Отделение воды от нефти было произведено в Битумной лаборатории Всесоюзного нефтяного института (ВНИИ) растворением нефти в спирте и бензине. После отделения водного раствора и учета той воды, которая была введена со спиртом и затем отогнана с ним, было получено 587 мл водного раствора (первоначально в опыте было взято 600 мл рассола), который анализировался.

В склянке *2*, содержавшей ил, рассол и нефть, последние образовали два раздельных слоя над илом. Пробу рассола для анализа отбирали пипеткой через слой нефти. Склянка с оставшимся в ней илом и частью раствора была оставлена затем закрытой для продолжения опыта, о котором будет сказано ниже.

Из склянки *3*, содержавшей ил и рассол и издававшей запах сероводорода, рассол над илом был слит, а влажный ил отжат под гидравлическим прессом при давлении 240 ат [2].

Раствор над илом и полученный после отжимания анализировались.

В табл. 3 приведены результаты анализов всех исследованных растворов и для сравнения — химический состав исходного рассола и океанической воды.

[1] Na представляет сумму щелочных металлов.

[2] Пресс был предоставлен в наше пользование С. Г. Черноруком в его лаборатории во Всесоюзном геологическом институте (ВСЕГЕИ), за что приношу С. Г. Черноруку благодарность.

Таблица

Химический состав рассола типа морской воды при его метаморфизации пресноводным илом и нефтью

(Опыты 1— 3)

	Вода океана	Исходный рассол	Опыт 1	Опыт 2	Опыт 3	Опыт 3	Опыт 3	Опыт 3
			рассол+ +нефть	рассол+ +нефть+ +ил	рассол+ +ил	рассол+ +ил	рассол+ +ил	рассол+ +ил
Объект анализа	—	Рассол	Рассол	Рассол над илом	Рассол над илом	Рассол из ила	Рассол над илом	Рассол из ила
Время анализа	—	Июнь 1940 г.	1946 г.	1946 г.	Июнь 1940 г.	Июнь 1940 г.	1946 г.	1946 .
				г/л				
N_a[1]	11,20[2]	17,78	20,59	17,66	12,82	15,01	18,75	19,34
Mg	1,31	1,24	1,25	1,02	0,89	1,12	1,11	1,07
Ca	0,41	0,53	0,57	0,78	0,86	0,96	0,68	0,68
Cl	19,44	29,60	33,92	29,62	21,80	25,64	31,52	32,65
SO_4	2,70	3,16	3,26	1,23	2,73	3,07	0,62	0,67
HCO_3	0,14	0,01	0,02	1,70	0,02	0,32	2,36	1,51
CO_3	—	0,002	—	—	—	—	—	—
Σ . . .	35,20	52,32	59,61	52,00	39,12	46,12	55,04	56,03
NaCl	28,17	45,14	52,27	44,83	32,54	38,12	47,62	49,17
$MgCl_2$	3,32	3,01	3,01	3,29	2,80	3,39	3,49	3,79
$MgSO_4$	2,29	2,37	2,39	0,90	0,86	1,27	0,78	0,48
$CaSO_4$	1,23	1,78	1,91	0,73	2,90	2,92	—	0,41
$Mg(HCO_3)_2$ . .	—	—	—	—	—	—	0,35	—
$Ca(HCO_3)_2$ . .	0,19	0,013	0,026	2,26	0,33	0,41	2,77	2,00
$CaCO_3$	—	0,003	—	—	—	—	—	0,18
Σ . . .	35,20	52,32	59,85	52,00	39,13	46,11	55,04	56,03
				мг-экв/л				
Na	480,1[2]	772,0	895,2	766,1	555,7	652,6	815,2	841,1
Mg	106,1	102,4	102,8	83,9	73,3	91,8	91,0	88,2
Ca	20,5	26,4	28,4	38,7	43,1	47,9	34,2	33,7
Cl	248,3	834,7	956,6	835,2	614,8	7213,1	888,7	920,7
SO_4	56,2	65,8	67,9	25,7	56,9	64,0	13,0	14,0
HCO_3	2,3	0,2	0,3	27,8	0,4	5,2	38,7	24,7
CO_3	—	0,1	—	—	—	—	—	3,5
Σ . . .	1213,5	1801,6	2051,2	1777,4	1344,2	1584,6	1880,8	1925,9
NaCl	480,1	771,9	895,2	766,1	555,7	652,6	815,2	841,0
$MgCl_2$	68,2	62,8	63,0	69,1	59,0	70,5	73,5	79,7
$MgSO_4$	37,9	39,6	39,8	14,8	14,2	21,2	12,9	8,5
$CaSO_4$	18,2	26,3	28,1	10,8	42,6	42,7	—	5,4
$Mg(HCO_3)_2$ . .	—	—	—	—	—	—	4,5	—
$Ca(HCO_3)_2$ . .	2,3	0,1	0,3	27,8	0,4	5,2	34,2	23,7
$CaCO_3$	—	0,05	—	—	—	—	—	3,5
Σ . . .	606,7	900,8	1025,5	888,7	672,0	792,2	940,4	963,0

[1] Na вычисл ялся по разности.

[2] Эта величина представляет сумму Na и K.

Рассмотрим, что произошло с рассолом опыта 1; этот рассол образовал эмульсию с нефтью, он стал более концентрированным, количество солей возросло примерно на 15%, причем увеличение произошло только за счет хлористого натрия. Все остальные компоненты остались почти в неизменном количестве, так как различие в их содержании в исходном и в полученном растворах не превышало точности определений. Таким образом, можно заключить, что в раствор дополнительно поступил хлористый натрий. Он мог быть привнесен из нефти, которая в Туймазах поступает из буровых скважин вместе с рассольной водой и поэтому могла содержать некоторое количество хлористого натрия. Наибольший интерес представляет то, что в рассоле после его хранения с нефтью в течение около шести лет содержание сульфатов осталось неизменным. Это значит, что не происходило восстановления сульфатов нефтью.

Это подтверждает, что в среде, лишенной соответствующей микрофлоры, даже при сравнительно длительном соприкосновении органического вещества с раствором сульфатов при низкой температуре восстановления последних не происходит. В литературе недавнего времени еще встречаются указания на вероятность этого процесса в присутствии органического вещества без участия микроорганизмов, несмотря на то, что многочисленными микробиологическими исследованиями доказано, что участие бактерий является непременным условием восстановления сульфатов в природных растворах, и несмотря на отсутствие доказательств восстановления их иным путем в условиях поверхностной части земной коры.

Перейдем к рассмотрению результатов опытов 2 (ил, рассол, нефть) и 3 (ил, рассол).

Из табл. 1 видно, что в опыте 2 в рассоле над илом через 6 лет не произошло изменения общей концентрации солей (разница от первоначального содержания их составляет 0,7%). В опыте 3 через 9 дней после его начала наблюдалось уменьшение концентрации солей в рассоле над илом на 25% и в рассоле, отжатом из ила, на 12%, это понятно, так как отжатый пресноводный ил все же содержал некоторое количество воды, разбавившее исходный рассол. К 1946 г., однако, концентрация рассола несколько (на 6%) увеличилась по сравнению с исходным рассолом, что произошло, повидимому, за счет поглощения илом воды. Таким образом, в обоих опытах отмечается некоторое увеличение концентрации рассолов (в опыте 2 следует учесть первоначальное разбавление раствора при внесении ила).

Для того чтобы отчетливо проследить все происшедшие изменения в содержании как отдельных ионов, так и сочетаний их в солях, необходимо устранить влияние изменения концентрации рассолов, которое мешает сравнению данных с этой точки зрения. Мы вправе предположить, что ион хлора оставался в неизменном количестве в рассолах на протяжении всего времени опытов[1], и поэтому можем пересчитать химический состав рассолов после опытов, условно приняв содержание в них хлора равным содержанию его в исходном рассоле. Тогда сравнение между собой всех компонентов дает отчетливое представление об изменениях, происшедших в растворах.

Результат анализов растворов из опытов 2 и 3 пересчитан именно таким образом (табл. 4). Рассматривая в дальнейшем эти данные, следует, конечно, помнить об этой условности.

Обратимся теперь к результатам опыта 3 (рассол + ил).

Сравнивая в этом опыте по табл. 4 химический состав рассолов над илом и соответственно отжатых из ила (в 1940 и 1946 гг.), видим, что они мало отличаются друг от друга. Можно считать, что вследствие диффузии происходившие химические изменения отразились в общем одинаково в растворе, наиболее тесно связанном с илом (отжатом под большим давлением), и в растворе, находившемся над илом. Оба эти рассола одинаково могут считаться иловой водой.

Отметим также, что химический состав рассола над илом в опыте 2 (рассол + + ил + нефть) по прошествии шести лет оказался очень близким к химическому составу рассола опыта 3, что подтверждает отсутствие химического взаимодействия между нефтью и рассолом.

Рассмотрим теперь более подробно изменения, которые произошли в растворе опыта 3 через 9 дней после его начала, сравнивая рассол, полученный из ила, с исходным раствором (табл. 4).

Общее содержание кальция увеличилось на 29 мг-экв, магния — на 4 мг-экв; увеличилось также содержание сульфатного и карбонатного ионов. Таким образом, произошел привнос сернокислого кальция в количестве 8 мг-экв и карбонатов кальция и

---

[1] Исходный для опытов ил, к сожалению, не исследовался химически, но, судя по тому, что подобный же ил, взятый в 1946 г. там же, содержал растворимых солей: $MgCa(HCO_3)_2$ 0,37 мг-экв и $CaSO_4$—0,73 мг-экв. на 100 г ила, можно считать, что исходный ил в опытах 2 и 3 не содержал хлористого натрия; полученные же растворы после опытов далеки от насыщения, поэтому мы заключаем, что ни привноса, ни выпадения хлористого натрия во время опытов не было.

Таблица 4

Химический состав рассола типа морской воды при его метаморфизации пресноводным илом

(анализы пересчитаны при Cl = 834,7 мг-экв/л)

	Исходный рассол	Опыт 3	Опыт 3	Опыт 3	Опыт 3	Опыт 2
		рассол+ил	рассол+ил	рассол+ил	рассол+ил	рассол+нефть+ил
Объект анализа	Рассол	Рассол над илом	Рассол из ила	Рассол над илом	Рассол из ила	Рассол над илом
Время анализа	1940 г.	1940 г.	1940 г.	1946 г.	1946 г.	1946 г.
			мг-экв/л			
Na	771,9	754,9	753,7	765,5	762,8	766,1
Mg	102,4	99,5	106,0	85,5	80,0	83,9
Ca	26,4	58,5	55,4	32,1	30,6	38,7
Cl	834,7	834,7	834,7	834,7	834,7	834,7
SO_4	65,8	77,2	73,9	12,2	12,7	25,7
HCO_3	0,2	0,6	6,1	36,4	22,4	27,9
CO_3	0,05	—	—	—	3,2	—
Σ	1801,6	1825,2	1829,8	1766,4	1746,6	1777,0
NaCl	771,9	754,6	753,7	765,4	762,9	766,1
$MgCl_2$	62,8	80,0	81,0	69,3	71,9	68,6
$MgSO_4$	39,6	19,4	24,9	12,1	8,1	15,3
$CaSO_4$	26,2	57,8	48,9	—	4,5	10,4
$Mg(HCO_3)_2$	—	—	—	4,0	—	—
$Ca(HCO_3)_2$	0,1	0,6	6,4	32,1	22,4	27,9
$CaCO_3$	0,05	—	—	—	3,2	—
Σ	900,8	912,5	915,0	883,0	873,1	888,2

магния — в количестве 6 мг-экв. (3 мг-экв $CaCO_3$ и 3 мг-экв $MgCO_3$). Вероятно, эти соли были растворены из ила[1]. Но этим не исчерпывается весь привнос кальция; привнесенного кальция имеется еще 18 мг-экв., соответствующего уменьшению содержания натрия в растворе. Эта эквивалентность в изменении содержания катионов в данном случае может быть объяснена только катионным обменом между коллоидами ила и рассолом по уравнению $2NaCl + Ca$ (коллоидная частица ила) $\rightleftarrows CaCl_2 + Na_2$ (коллоидная частица ила).

Процесс этот установлен для илистых осадков озер С. А. Щукаревым [15]. Исследования по этому вопросу в дальнейшем проводились А. Е. Рыковсковым [10], а также А. Н. Бунеевым [4].

Остальные изменения в рассоле заключались в изменении сочетания ионов, которое придало рассолу окончательный его состав. Произошли реакции обмена:

$$CaCl_2 + MgSO_4 \rightarrow MgCl_2 + CaSO_4\downarrow$$

$$CaCl_2 + Mg(HCO_3)_2 \rightarrow MgCl_2 + Ca(HCO_3)_2\downarrow$$

благодаря чему уменьшение в растворе содержания хлористого натрия стало эквивалентным увеличению содержания хлористого магния; соответственно уменьшилось количество $MgSO_4$ и исчез внесенный в раствор из ила бикарбонат магния.

Таким образом, через 9 дней после начала взаимодействия ила с рассолом были установлены:

[1] Об этом можно заключить по составу растворимых солей в исходном иле, взятом в 1946 г., о чем говорилось выше.

1) растворение из пресноводного ила некоторого количества гипса и карбонатов кальция и магния;

2) катионный обмен между хлористым натрием рассола и поглощенным кальцием коллоидов ила [1].

Обратимся теперь к результатам опыта 3 (рассол + ил) и опыта 2 (рассол + + нефть + ил), которые установлены нами по прошествии шести лет. Какие изменения произошли в растворах этих опытов через шесть лет по сравнению с исходным рассолом, которым был залит ил?

В растворах сильно уменьшилось содержание сульфат-иона, намного возросло содержание бикарбонатного и отчасти карбонатного иона, несколько увеличилось количество кальция, значительно уменьшилось содержание натрия и магния.

Проследим эти изменения более подробно на растворе опыта 3, отжатом из ила, учитывая те изменения, которые были установлены в этом же опыте при девятидневной продолжительности его и сравнивая этот раствор с исходным раствором.

1. Мы знаем из предыдущего, что вначале в растворе происходит катионный обмен, который в данном случае выразился в уменьшении содержания натрия на 9 мг-экв. Соответственно этому увеличилось в растворе количество кальция и в нем должен появиться хлористый кальций, если предположить, что обмен шел только за счет кальция, поглощенного в коллоидах ила. О незначительной роли в этом процессе магния можно судить по сравнительно малой величине $\frac{Mg}{Ca}$ в исходном растворе. Далее, как и в предыдущем случае, происходила реакция обмена между хлористым кальцием и сернокислым магнием, в результате которой в общем итоге в растворе увеличивается содержание хлористого магния эквивалентно уменьшению содержания NaCl, что в действительности и наблюдается в растворе в результате опыта: уменьшение содержания NaCl и увеличение содержания $MgCl_2$ составляет 9 мг-экв. После этого в растворе должно быть: $MgSO_4$ — 30 мг-экв (39—9 мг-экв) и $CaSO_4$ — 35 мг-экв (26 + 9 мг-экв).

2. Далее в растворе происходило уменьшение содержания этих сульфатов (магния и кальция). Общее уменьшение иона SO_4 в растворе составляет 53 мг-экв; при этом, исходя из оставшихся в конечном счете в растворе сульфатов, можем рассчитать, что десульфатизировано было 22 мг-экв $MgSO_4$ и 30 мг-экв $CaSO_4$. Весь десульфатизированный магний (т. е. 22 мг-экв Mg) выпал затем из раствора. Общее уменьшение количества магния в растворе, действительно, и составляет эту величину (22 мг-экв). Десульфатизированный кальций частью остается в растворе связанным с бикарбонатным ионом (22 мг-экв Ca) и карбонатным ионом (3 мг-экв Ca). Часть кальция (5 мг-экв Ca), повидимому, при этом выпадает из раствора, вероятно, в виде карбоната. Таким образом, в итоге в раствор оказываются привнесенными 4 мг-экв кальция.

Наиболее сильно выраженным в результате опыта 3 оказалось уменьшение сульфатов в растворе: всего удалено около 80% от первоначального содержания их. Все химические данные говорят о том, что в растворе произошло микробиологическое анаэробное восстановление сульфатов. Об этом свидетельствуют: 1) появление свободного сероводорода; 2) появление карбоната кальция в количестве, близком к эквивалентному количеству ушедшего сульфата кальция: 3) выпадение из раствора магния, вероятно, в виде карбоната; все это — при наличии большого количества органического вещества в иле. После опыта 2 потеря при прокаливании ила составляла 15,6%.

Процесс микробиологического восстановления сульфатов был подтвержден и непосредственно микробиологическим анализом ила после опытов 2 и 3, произведенным Т. Л. Симаковой весной 1946 г. При засеве проб ила на питательную среду Ван-Дельдена развились сульфатредуцирующие бактерии типа *Microspira desulfuricans*, которые были обнаружены под микроскопом в мазках, где они явились преобладающей флорой.

Процесс микробиологической десульфатизации протекает следующим образом:

$$MgSO_4 + CH_4 = MgS + CO_2 + 2H_2O \text{ и затем } MgS + CO_2 + H_2O = MgCO_3 + H_2S$$
$$CaSO_4 + CH_4 = CaS + CO_2 + 2H_2O \text{ и затем } CaS + CO_2 + H_2O = CaCO_3 + H_2S.$$

(Здесь условно органическое вещество, окисляемое бактериями при восстановлении сульфатов, представлено метаном).

Раствор над илом в опыте 3 в общем испытал те же изменения; их можно проследить количественно по данным анализов табл. 4, как и в предыдущем случае.

Процесс десульфатизации, как более энергичный, отразился в этом опыте одинаково в растворе, отжатом из ила, и бывшем над илом. Катионный обмен, выраженный более слабо, проявился значительнее в непосредственной близости к илу, т. е. в отжатом растворе.

В надиловом растворе опыта 2 (рассол + ил + нефть) произошли примерно те же изменения, в чем можно убедиться при рассмотрении табл. 4. В этом опыте было десульфатизировано около 60% сульфатов от первоначального их содержания.

[1] Если магний и участвовал в обмене, то в очень незначительной степени.

Итак, при взаимодействии пресноводного ила с рассолом типа морской воды и образовании иловой воды сначала проявился процесс обменной адсорбции; натрий рассола вытеснял кальций из коллоидов глинистой породы с образованием хлористого кальция. Вследствие присутствия в растворе сернокислого магния образование хлорида кальция как бы маскируется последующей химической реакцией обмена хлористого кальция с сульфатом магния, причем в растворе возрастает количество хлористого магния. Установление этого имеет большое значение в геохимии природных вод, о чем будет сказано ниже.

Позднее резко проявляется микробиологическое восстановление сульфатов, при котором больше половины присутствовавших в исходном рассоле сульфатов восстанавливается с появлением в растворе сероводорода и карбонатного иона, примерно эквивалентного количеству восстановленного сульфата кальция и тоже связанного с кальцием. Количество растворенного бикарбоната кальция, повидимому, соответствует его насыщенному раствору.

Таким образом, опыты показали, что при образовании иловой воды в толще ила процесс в основном направлен к накоплению в растворе кальция и бикарбонатного иона и на удаление из него сульфатного иона, а вместе с ним магния, хотя количество хлористого магния здесь по сравнению с его количеством в морской воде возрастает. При довольно значительной концентрации магния, но вместе с тем при сравнительно низкой величине $\frac{Mg}{Ca}$ в исходном рассоле, близкой к таковой в морской воде, магний участвует в катионном обмене между раствором и илом в незначительной степени.

В описанном выше изменении рассолов илом уже намечается геохимический путь образования подземных хлоридных щелочноземельно-натриевых бессульфатных рассолов. Ясно также, что в проведенных опытах не происходила реакция Гейдингера, так как, если бы раствор изменялся по этому пути, в полученных рассолах: 1) должно было бы быть неизменным количество хлористого магния, 2) вместе с обеднением раствора сульфат-ионом происходило бы и обеднение его кальцием; 3) содержание $CaSO_4$ должно было бы соответствовать его насыщенному раствору.

Для того чтобы более отчетливо проследить катионный обмен между рассолом типа морской воды и илом, опыты были продолжены следующим образом.

Опыт 4. Раствор, полученный в результате опыта 2, отжатый из ила в количестве 180 мл, был помещен в склянку вместе с 475 г свежего ила, взятого из того же пруда на Елагином острове и отжатого под давлением 240 ат.

Данные гранулометрического состава этого ила приведены в табл. 5.

Таблица 5

Гранулометрический состав ила
(в опытах 4 и 5)[1]

Размер фракций, мм	Количество, %	Размер фракций, мм	Количество, %
5	—	0,25—0,10	13,05
5—3	—	0,10—0,01	50,57
3—2	—	0,01—0,005	16,14
2—1	0,02	0,005—0,001	3,00
1—0,5	2,51	<0,001	6,80
0,50—0,25	13,05		

[1] Гранулометрический анализ произведен в лаборатории механического анализа пород ВСЕГЕИ.

Таблица 6

Химический состав рассолов при их метаморфизации илом
(опыты 4 и 5)

Вода океана	Исходный рассол	Опыт 2	Опыт 4	Исходный рассол	Опыт 5	
		рассол+нефть+ил	рассол+ил		рассол+ил	рассол+ил
Объект анализа	Рассол	Рассол над илом	Рассол из ила	Рассол	Рассол над илом	Рассол из ила
Время анализа	1940 г.	1946 г.	1947 г.	1946 г.	1947 г.	1947 г.
			г/л			
Na . . . . . 11,20[1]	17,78	17,66	13,27	16,78	12,59	12,31
Mg 1,31	1,24	1,02	0,85	0,77	0,70	0,69
Ca 0,41	0,53	0,78	0,98	0,56	0,76	0,83
Cl 19,44	29,60	29,62	24,22	28,08	22,12	22,12
SO_4 2,70	3,16	1,23	0,55	1,30	0,38	0,31
HCO_3 0,14	0,01	1,70	—	0,02	0,69	0,10
CO_3 . . . . . —	0,002	—	—	—	—	—
Σ 35,20	52,33	52,00	39,87	47,47	37,25	36,36
NaCl 28,17	45,14	44,83	33,69	42,60	32,00	31,22
$MgCl_2$ 3,32	3,01	3,29	3,33	2,99	2,74	2,69
$CaCl_2$ . . . . . —	—	—	2,08	0,05	1,04	1,85
$MgSO_4$ 2,29	2,37	0,90	—	—	—	—
$CaSO_4$ 1,23	1,78	0,73	0,78	1,84	0,54	0,54
$Ca(HCO_3)_2$ . . . 0,19	0,013	2,26	—	0,026	0,92	0,14
$CaCO_3$ . . . . . —	0,003	—	—	—	—	—
Σ 35,20	52,32	52,00	39,88	47,50	37,25	36,45
			мг-экв/л			
Na 480,1	771,9	766,1	575,4	728,0	547,5	533,8
Mg 106,1	102,4	83,8	70,0	63,3	57,6	56,7
Ca 20,5	26,4	38,7	48,9	28,0	38,0	41,4
Cl 548,3	834,7	835,3	683,0	791,9	623,8	623,7
SO_4 56,2	65,8	25,7	11,4	27,1	8,0	6,4
HCO_3 2,3	0,2	27,8	—	0,3	11,3	1,7
CO_3 . . . . . —	0,05	—	—	—	—	—
Σ 1213,5	1801,6	1777,5	1387,7	1638,6	1286,2	1263,7
NaCl 480,1	771,9	766,1	675,0	728,0	547,6	533,7
$MgCl_2$ 68,2	62,8	69,1	70,0	63,3	57,5	56,6
$CaCl_2$ . . . . . —	—	—	38,0	0,5	18,7	33,3
$MgSO_4$ 37,9	39,6	14,8	—	—	—	—
$CaSO_4$ 18,2	26,2	10,8	11,4	27,1	8,0	6,4
$Ca(HCO_3)_2$ . . . 2,3	0,1	27,9	—	0,35	11,3	1,7
$CaCO_3$ . . . . . —	0,05	—	—	—	—	—
Σ 606,8	900,8	888,8	694,4	819,3	643,1	631,8

[1] Для воды океана Na представляет сумму Na + K.

Этот ил по механическому составу представляет (по классификации Л. В. Пустовалова [9]) песчано-глинистый алеврит, т. е. так же, как и ил для первых опытов, является распространенной песчано-глинистой породой, в которой преобладают песчанистые компоненты, глинистая же часть составляет около 26%.

Исследование воздушно-сухого исходного ила показало, что в нем содержится растворимых солей: $CaSO_4$ — 0,73 и $MgCa(CO_3)_2$—0,37 мг-экв на 100 г ила, а поглощенных катионов Ca — 1,5, Mg — 0,7, Na — 0,2 мг-экв на 100 г ила; pH его водной вытяжки равно 6,7. Ил содержал значительное количество органического вещества; потеря при прокаливании после опыта составила 5,3%.

В течение первых дней плотно закрытую склянку встряхивали, затем оставили стоять до марта 1947 г., когда из ила был отжат раствор.

Химический анализ этого раствора, а также исходного рассола для опыта 2 (1940 г) и рассола над илом после опыта 2 (1946 г.), представляющих последовательное изменение рассола при его соприкосновении с илом, приведены в табл. 6 и 7. На них еще раз проследим метаморфизацию рассола типа морской воды илом.

Таблица 7

Химический состав рассолов при их метаморфизации илом

(Данные опытов пересчитаны при Cl = 834,7 и 791,9 мг-экв/л)

	Исходный рассол	Опыт 2	Опыт 4	Исходный рассол	Опыт 5	
		рассол+нефть+ил	рассол+ил		рассол+ил	рассол+ил
Объект анализа	Рассол	Рассол над илом	Рассол из ила	Рассол	Рассол над илом	Рассол из ила
Время анализа	1940 г.	1946 г.	1947 г.	1947 г.	1947 г.	1947 г.
	мг-экв/л					
Na	771,9	766,1	703,2	728,3	694,7	677,9
Mg	102,4	83,9	85,6	63,6	73,6	72,0
Ca	26,5	38,7	59,8	28,0	48,3	52,6
Cl	834,7	834,7	834,7	791,9	791,9	791,9
SO_4	65,8	25,7	13,9	27,1	10,2	8,2
HCO_3	0,2	27,9	—	0,3	14,4	2,2
CO_3	0,05	—	—	—	—	—
Σ	1801,6	1777,0	1697,2	1638,6	1633,1	1604,8
NaCl	771,9	766,1	703,1	728,3	694,7	677,8
$MgCl_2$	62,8	68,6	85,6	62,9	73,6	71,9
$CaCl_2$	—	—	46,0	0,6	23,5	42,0
$MgSO_4$	39,6	15,3	—	—	—	—
$CaSO_4$	26,2	10,4	13,7	27,0	10,1	8,1
$Ca(HCO_3)_2$	0,15	27,8	—	0,3	14,4	2,1
$CaCO_3$	0,05	—	—	—	—	—
Σ	900,8	888,3	848,5	819,3	816,4	802,1

Вместе с внесением свежего ила в рассол опыта 4 произошло разбавление раствора на 20% за счет сохранившейся в иле воды. Этот раствор, уже несколько метаморфизованный, после опыта 2 под влиянием свежего ила изменяется далее в том же направлении: в нем уменьшается количество натрия и возрастает количество кальция; количество магния остается без изменения.

1. Катионный обмен между коллоидами ила и хлористым натрием выразился в этом опыте в уменьшении содержания натрия на 63 мг-экв. Последующая обменная реакция хлористого кальция с сернокислым магнием шла за счет всего сульфата магния, имевшегося в растворе (15 мг-экв. $MgSO_4$); соответственно этому возрастает содержание хлористого магния, однако увеличение его в растворе составляет не 15, а 17 мг-экв; следовательно, магний в количестве 2 мг-экв участвовал, повидимому, сам в катионном обмене. Действительно, общее увеличение магния в растворе по сравнению с его содержанием в исходном для этого опыта растворе составляет 2 мг-экв.

Кальция из ила в раствор поступило 61 мг-экв. После катионного обмена и указанной выше обменной реакции в растворе уже не было сульфата магния, а сульфат кальция содержался в количестве 25 мг-экв $CaSO_4$ (10 + 15 мг-экв). Количество хлористого кальция, оставшегося в растворе после обменно-химической реакции с $MgSO_4$, составляет 46 мг-экв. Ca (61—15 мг-экв), который и представлен в конечном рассоле опыта 4 (46 мг-экв хлористого кальция).

2. Восстановление сульфатов выразилось в десульфатизации сернокислого кальция. Общее уменьшение в растворе иона SO_4 составляет 12 мг-экв, следовательно, было десульфатизировано 12 мг-экв $CaSO_4$ и остаться в растворе должно было 13 мг-экв $CaSO_4$, что и имеет место в растворе. Таким образом, произошло восстановление 50% от содержавшихся сульфатов, причем в результате из раствора выпал в виде бикарбоната весь десульфатизированный кальций, также как и содержавшийся первоначально в растворе бикарбонат кальция — 27 мг-экв $Ca(HCO_3)_2$. В соответствии с этим выявлен следующий общий баланс кальция: было в растворе 39 мг-экв, из ила привнесено 61 мг-экв, что составило 100 мг-экв. При десульфатизации выпало из раствора 12 мг-экв кальция, связанного с сульфат-ионом, и затем 28 мг-экв, связанных с бикарбонатным ионом. В конечном счете общее содержание кальция составляет 60 мг-экв, а увеличение его по сравнению с первоначальным содержанием равно 21 мг-экв. Кальций, связанный с бикарбонатным ионом, выпадает из раствора в этом случае вследствие того, что в растворе в значительном количестве присутствует кальций эквивалентный хлору.

Как видим, в растворе опыта 4 появляется хлористый кальций, чего не было в предыдущих опытах. Здесь нужно обратить внимание на то, что в опыте 4 количественное соотношение ила к рассолу иное по сравнению с наблюдавшимся в предыдущих опытах. В опыте 2 это отношение составляет 0,6, в опыте 3 — 0,75, а в опыте 4 оно равняется 2,5, т. е. оно значительно выше, чем в предыдущих опытах. Это, естественно, отражается на химической характеристике сформировавшегося раствора. Некоторые химические черты его могли проявиться более резко только за счет этого высокого количественного отношения породы к рассолу. Таким образом, рассмотренные выше химические характеристики растворов свидетельствуют только о качественных изменениях в растворах, но не могут служить для их количественного сравнения.

Полученная после опыта 4 иловая вода уже близка к некоторым природным хлоридным щелочноземельно-натриевым водам, отличаясь, однако, от них меньшей концентрацией солей, меньшим содержанием хлорида кальция и повышенным еще присутствием сульфат-иона.

Одновременно с опытом 4 был поставлен опыт 5.

Опыт 5. Тот же ил, взятый из того же пруда весной 1946 г., был отжат от грунтового раствора и в количестве 500 г залит 250 мл приготовленного раствора, подобного морской воде, но с большим содержанием хлористого натрия и совсем не содержащим сернокислого магния, в предположении, что при метаморфизации его илом в нем сразу обнаружится хлористый кальций.

В табл. 8 приведен состав этого исходного рассола и для сравнения — воды океана.

Таблица 8

	Рассол для опыта 5	Вода океана
	г/л	
$NaCl$	42,6	28,2
$MgCl_2$	3,0	3,3
$MgSO_4$	—	2,3
$CaSO_4$	1,8	1,2
$Ca(HCO_3)_2$ . .	—	0,2
Σ	47,4	35,2

Опыт был начат в мае 1946 г., склянка была вскрыта в марте 1947 г. Результаты анализов растворов приведены в табл. 6 и 7. Химический состав растворов слитого и отжатого из ила близок, что еще раз подтверждает, что при образовании илового раствора происходит диффузия, уравнивающая растворы — тесно связанный с илом и находящийся над ним.

В опыте 5, как и в других опытах, ясно проявляются два процесса: 1) катионный обмен между раствором и илом и 2) микробиологическая десульфатизация раствора.

1. Катионный обмен в отжатом из ила растворе проявился сильнее, чем в растворе над илом. В растворе, отжатом из ила, произошло уменьшение содержания натрия на 51 мг-экв, из них 42 мг-экв замещены кальцием и 9 мг-экв — магнием; при этом соответственно увеличилось содержание хлористого магния в иловом растворе (на 9 мг-экв.) и появился в растворе хлорид кальция (42 мг-экв). Отсутствие сернокислого магния в исходном рассоле позволило миновать первую стадию метаморфизации иловой воды, отмеченную в опытах 2 и 3, при которой раствор благодаря обменной реакции:

$$CaCl_2 + MgSO_4 \rightarrow MgCl_2 + CaSO_4 \downarrow$$

обогащается хлористым магнием и когда в нем еще нет кальция, связанного с хлором.

В опыте 5 магний участвовал в значительном количестве в катионном обмене, поступая в раствор вместе с кальцием из ила. Объясняется это тем, что в исходном рассоле этого опыта величина $\frac{Na}{Mg}$ значительно больше, чем в исходных рассолах других опытов, вследствие отсутствия в нем $MgSO_4$; это и позволило в данном случае натрию вытеснить из ила часть поглощенного магния.

2. При процессе десульфатизации, который происходил в растворе, отжатом из ила, было восстановлено 19 мг-экв $CaSO_4$, т. е. около 70% содержавшихся в растворе сульфатов. В растворе над илом восстановлено 17 мг-экв $CaSO_4$, т. е. 60% имевшегося сульфата кальция. В этом случае десульфатизированный кальций почти в эквивалентном количестве остается в растворе в виде гидрокарбоната; в отжатом растворе он почти весь выпадает,— остается всего 2 мг-экв $Ca(HCO_3)_2$. Вероятно, что связано с более высоким содержанием других солей кальция в этом растворе.

Илы после опыта 5 и 2 были исследованы микробиологически в январе 1948 г., т. е. почти по прошествии года после окончания опыта 5 и около двух лет по окончании опыта 2. Для последнего ила это был повторный микробиологический анализ[1]. В обоих илах были установлены сульфатредуцирующие бактерии

В проведенных опытах мало отразилось концентрирование раствора, в природной обстановке, обычно приводящее к высокой минерализации, которая так характерна для типичных пластовых хлоридных рассолов. Однако в условиях проведенных опытов процесс направлен в сторону концентрирования рассолов. Об этом свидетельствуют некоторое повышение концентрации рассола и неизменность ее в результате соответственно опытов 3 и 2, если учесть, что в начале опытов, при соприкосновении исходного рассола с илом, происходило некоторое разбавление его за счет остаточной воды в иле. Процессы, которые создают высокую концентрацию пластовых рассолов, еще не вполне выяснены. Вероятно, это концентрирование рассолов происходит при адсорбции части воды глинистыми частицами породы[2]. В природе этот процесс идет в условиях гораздо большего (по сравнению с опытными) количественного отношения породы к рассолу и в течение неизмеримо большего времени, поэтому в результате образуются высококонцентрированные пластовые рассолы.

Обнаружение микробиологического восстановления сульфатов и катионного обмена в четырех проведенных опытах и в различных пробах одного и того же опыта убеждает в том, что эти процессы типичны для взаимодействия раствора типа морской воды с илистыми осадками и позволяет перенести результаты опытов в природную обстановку и сделать ряд важных выводов.

Первым из них является положение, что хлоридные щелочноземельно-натриевые бессульфатные воды могут образоваться в глинистых породах при взаимодействии их с морской водой, которая включается в них в период осадконакопления в прибрежных областях моря.

По широкому распространению в недрах хлоридных рассолов можно заключить, что микробиологическое анаэробное восстановление сульфа-

---

[1] Микробиологическое исследование этих илов производил ассистент кафедры микробиологии Ленинградского государственного университета Г. Х. Жаботинский.

[2] При опытах по обменной адсорбции на глинистых породах Альтен и Курмис также наблюдали повышение концентрации раствора хлоридов за счет поглощения воды коллоидами породы [17].

тов в погребенной морской воде и обменная адсорбция ее с глинистыми породами — явления региональные и происходящие совместно в морских осадках, так как без одного из них не образовались бы воды соответствующего типа [1].

Вместе с тем можно сделать вывод о том, что нефть, которая, как правило, сопровождается в пластах хлоридными щелочноземельнонатриевыми рассолами, образуется в этих же условиях, при происходящих процессах восстановления сульфатов и обменной адсорбции в пласте.

Интересны установленные в результате опытов отдельные черты метаморфизации удержанной осадком морской воды.

Результаты опытов приводят к заключению, что в морской воде, замкнутой в песчано-глинистом осадке, происходит катионный обмен между натрием раствора и кальцием осадка, а магний в обмене почти не принимает участия.

Как это установлено исследованиями последнего времени [1—3], количественные соотношения обменивающихся ионов в растворе и на поверхности коллоида при обменной адсорбции подчиняются химическому закону действующих масс. В морской воде концентрация хлористого натрия соответствует примерно полунормальному его раствору, концентрация магния 0,1 N, а кальция — 0,02 N растворам этих ионов. Количественные соотношения этих ионов в растворе и определяют направление обменной адсорбции при соприкосновении принесенных с суши коллоидных частиц ила с морской водой в сторону поглощения илом натрия и вытеснения из него других катионов при содержании в глинистых частицах преимущественно поглощенных кальция и магния. Благодаря количественному преобладанию натрия в растворе он вытесняет из ила часть других катионов, несмотря на свою сравнительно меньшую энергию поглощения, определяемую валентностью и местом в ряду Гофмейстера. Обогащение природных пластовых хлоридных рассолов щелочноземельными металлами — барием и стронцием, которое уже давно отмечено исследователями, также объясняется их обменной адсорбцией из породы на натрий раствора.

Обычно предполагают, что наряду с кальцием магний переходит в рассол из породы при метаморфизации морской воды глинистой породой. Однако наши опыты показали, что при количественном соотношении $\frac{Na}{Mg}$ (мг-экв) в растворе, меньшем 10, магний, повидимому, не вытесняется натрием из ила. Вытеснение магния из ила в значительном количестве констатировалось лишь в опыте 5, где в исходном растворе соотношение $\frac{Na}{Mg}$ (мг-экв) равно 11, т. е. было повышенным по сравнению с другими рассолами, примененными в опытах. Из этого можно заключить, что в природе при взаимодействии удержанной осадком морской воды с глинистой породой магний почти не вытесняется из последней, так как величина отношения $\frac{Na}{Mg}$ (мг-экв) воды океана, равная 4, недостаточна для этого.

В осадке ярко проявляется восстановление сульфатов бактериями, заключенными в нем. При этом из раствора удаляется бóльшая часть сульфатного иона. Появление в растворе гидрокарбонатов, связанных эквивалентно с кальцием и магнием ушедшего сульфат-иона, как продуктов реакции десульфатизации, зависит от концентрации в растворе других солей этих металлов. Карбонат магния в иловой воде обычно не удерживается, так как содержание магния с самого начала в морской воде

[1] Микробиологические исследования подтверждают это: в природных пластовых хлоридных рассолах многочисленными исследователями обнаружены сульфатредуцирующие бактерии [4, 9, 10].

довольно велико (106 мг-экв/л); гидрокарбонат кальция, повидимому, также не удерживается в типичных рассолах из-за присутствия в них значительных количеств хлорида кальция.

Таким образом, десульфатизация раствора сопровождается выходом из него соответствующего количества щелочноземельных элементов и образованием в породе кристаллического осадка карбонатов их с преобладанием карбоната кальция. Вероятно, при этом образуется и доломит, что, однако, является не вполне выясненным.

Итак, в результате метаморфизации раствора в нем уменьшается содержание натрия, однако уменьшение это относительно невелико; при этом сильно возрастает относительное содержание кальция. Количество магния, связанное в морской воде с хлором, остается неизменным; общее же содержание хлорида магния увеличивается за счет обменной реакции с кальцием, поэтому первая стадия метаморфизации удержанной осадком морской воды приводит к образованию хлоридного магниево-натриевого рассола и только затем уже в нем появляется хлорид кальция. Общее же содержание магния несколько уменьшается за счет десульфатизации некоторого количества сульфата магния. В итоге метаморфизации рассола, при сравнительно ничтожных количествах сульфат- и карбонат-ионов хлор остается преобладающим анионом в минеральной части раствора.

Здесь следует подчеркнуть важность обменно-химической реакции:

$$CaCl_2 + MgSO_4 \rightarrow MgCl_2 + CaSO_4 \downarrow$$

экспериментально установленной при последовательной метаморфизации рассола типа морской воды иловым осадком (породой). Эта реакция имеет большое геохимическое значение. Она выясняет один из путей образования хлоридных магниево-натриевых соленых и рассольных вод, занимающих, таким образом, промежуточное положение при формировании хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов.

При метаморфизации морской воды внутри осадка происходит и концентрирование ее благодаря адсорбции части H_2O глиной и, может быть, при других процессах. Так, вероятно, постепенно раствор морской воды превращается в концентрированный хлоридный рассол.

Сопоставление химического состава природных пластовых хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов с рассолом воды океана находится в соответствии с результатами описанных выше опытов. Устанавливается, что морская вода, заключенная в прибрежном осадке, испытывая метаморфизацию, во-первых, почти целиком теряет сульфаты, во-вторых, преобладающие в ней катионы — натрий и магний, связанные с хлором, подвергаются перегруппировке, выражающейся в замене части натрия и магния раствора на кальций из породы. Эти изменения, как мы видели, наблюдались в поставленных опытах за исключением потери раствором некоторого количества магния в обмен на кальций.

Процесс этот важно было учесть в наших экспериментальных исследованиях. Для выяснения, каким путем происходит потеря некоторой части магния, связанного с хлором, из морской воды при превращении ее в типичный хлоридный рассол, были поставлены дополнительные опыты.

Нужно было установить, не принимает ли магний раствора участия в обменной адсорбции, в ходе общего концентрирования рассола, вытесняя, как и натрий, в раствор кальций из ила.

С этой целью были поставлены опыты 6 и 7. В них исследовались: 1) ил, взятый из пруда Елагина острова в Ленинграде, подобный илам, которые употреблялись ранее и отжимались при давлении около 200 ат; 2) рассолы, содержавшие хлористый натрий и хлористый магний, в количествах, указанных в табл. 9 (в мг-экв на 1 л).

Первый рассол по содержанию указанных компонентов был концентрированнее морской воды примерно в 3 раза, второй — в 4 и 5 раз. Соотношение $\frac{Na}{Mg}$ (мг-экв) в рассолах было соответственно: 6,5 и 5,9. Этими рассолами были залиты навески ила,

Таблица 9

	Рассол	
	опыта 6	опыта 7
NaCl	1274,0	2015,4
$MgCl_2$	197,2	339,3

помещенные в склянки примерно в соотношении ил : рассол — 1 : 1 вес. частей. Ила было взято по 200 г, рассола — по 150 мл (уд. веса 1,1—1,2). После перемешивания склянки стояли в покое в течение 9 дней. Через 9 дней они были вскрыты и растворы над илом взяты на анализ. Анализами определялись хлор, магний, кальций сульфат-ион; натрий рассчитывался по разности. Данные анализов исходных растворов и полученных после опытов приведены в табл. 10.

Таблица 10

Изменение химического состава рассолов опытов 6 и 7 при соприкосновении их с отжатым пресноводным илом

Рассол	Опыт 6		Опыт 7	
	исходный	после опыта	исходный	после опыта
		г/л		
Na	29,314	22,321	46,354	39,107
Mg	2,398	1,853	3,640	3,642
Ca	—	1,093	—	1,215
Cl	52,185	41,748	83,496	73,059
SO_4	—	—	—	—
Σ	83,897	67,015	133,490	117,023
		мл.-экв/л		
Na	1274,5	970,5	2015,4	1700,3
Mg	197,2	152,4	339,3	300,0
Ca	—	54,5	—	60,7
Cl	1471,7	1177,4	2354,7	2061,0
Σ	2943,4	2354,8	4709,4	4122,0
$\frac{Na}{Mg}$	6,5		5,9	
NaCl	1274,5	970,5	2015,4	1700,3
$MgCl_2$	197,2	152,4	339,3	300,0
$CaCl_2$	—	54,5	—	60,7
Σ	1471,7	1177,4	2354,7	2061,0

Таблица 11

Изменение химического состава рассолов опытов 6 и 7 при соприкосновении их с пресноводным илом

(при Cl = 1471,7 и 2354,7 мг-экв/л)

	Опыт 6		Опыт 7	
	рассолы			
	исходный	после опыта	исходный	после опыта
	мг-экв/л			
Na	1274,5	1213,5	2015,4	1942,6
Mg	197,2	190,4	339,3	342,8
Ca	—	68,1	—	69,3
Cl	1471,7	1471,7	2354,7	2354,7
Σ	2943,4	2943,4	4709,4	4709,4
NaCl	1274,5	1213,2	2015,4	1942,6
$MgCl_2$	197,2	190,4	339,3	342,8
$CaCl_2$	—	68,1	—	69,3
Σ	1471,7	1471,7	2354,7	2354,7

Судя по уменьшению содержания хлора в рассолах после опытов, можно заключить, что произошло разбавление исходного раствора за счет воды, которая еще оставалась в иле после его отжимания.

Для того чтобы обнаружить изменения в содержании отдельных компонентов в рассолах в результате опытов, химический состав их пересчитан, как в предыдущих случаях, исходя из первоначального содержания хлора. Результаты пересчета даны в табл. 11.

Количество натрия в рассолах после опытов уменьшилось, причем в обоих опытах на довольно близкую величину (в опыте 6 на 61 мг-экв, в опыте 7 — на 73 мг-экв). При этом в растворы был привнесен кальций в количестве 68,1 (опыт 6) и 69,3 (опыт 7), т. е. в количествах, близких к потере растворами натрия. Так как привноса анионов не было, можно по примеру рассмотрения других опытов заключить, что произошла обменная адсорбция между рассолами и илом, главным образом за счет натрия раствора и кальция ила. Количество магния в рассолах после опыта изменяется относительно очень мало. В опыте 6 оно уменьшилось на 7 мг-экв. Это количество магния, вероятно, участвовало в обменной адсорбции, но оно составляет всего 10% от всего поступившего в рассол кальция. В опыте 7 содержание магния в рассоле увеличилось на 3,5 мг-экв. Других заметных изменений в исходных рассолах не произошло.

На основании этих двух опытов можно сделать следующие заключения:

1. Рассолы хлоридов натрия и магния при их взаимодействии с илом, как и в предыдущих опытах, разбавлялись водой, которая оставалась в иле после его отжимания. Концентрация рассола после опыта 6 уменьшилась по сравнению с исходным раствором на 20%, после опыта 7 — на 12%.

2. При взаимодействии рассолов с илом происходила обменная адсорбция, причем в раствор из ила переходил поглощенный кальций, из раствора адсорбировался илом натрий; магний почти не принимал участия в этом процессе.

3. В обоих опытах, несмотря на разную концентрацию хлористого натрия, обменная адсорбция происходила в одинаковых количествах, что,

вероятно, объясняется высоким содержанием натрия в обоих исходных рассолах; в обоих случаях поступило из ила около 68,5 мг-экв кальция.

4. Таким образом, судя по полученным данным, уменьшение содержания магния, связанного с хлором, в морской воде при формировании хлоридных рассолов нельзя объяснить катионным обменом между магнием раствора и кальцием глинистой породы. Явление это, вероятно, может быть объяснено следующим образом.

Есть указания [Ривьер, 18], подтвержденные экспериментально и наблюдениями в природной обстановке, что между осадком кристаллического карбоната кальция и магнием, содержащимся в морской воде, происходит обменный процесс при продолжительном (до 11 мес. в проведенном опыте) соприкосновении морской воды с твердым карбонатом кальция. В результате этого процесса образуется осадок доломита при переходе магния из раствора в осадок, часть же кальция из осадка, повидимому, переходит в раствор. По заключению автора, этот процесс происходит в условиях большой поверхности свежеосажденного мелкодисперсного карбоната кальция, причем на него влияет величина pH, которая в морской воде зависит от содержания углекислоты, величины щелочного резерва и т. п. С повышением pH этот обменный процесс, как и обменная адсорбция на коллоидах, протекает более энергично.

Природа данного явления пока не изучена: еще не ясно, есть ли это чисто химическая обменная реакция или явление относится к поверхностным, адсорбционным? Но факт потери магния морской водой при соприкосновении ее с твердым осадком $CaCO_3$ и увеличение при этом содержания в растворе кальция установлен. Автор говорит, что, «по всей вероятности, это явления поверхности: они тем более энергичны, чем более мелкозернист и порист карбонат кальция. Кроме того, явление более выражено в морской воде, концентрация солей в которой выше обычной» [19, стр. 691]. Представления автора распространяются на образование таким путем осадков доломита на дне моря в прибрежных областях.

Нам кажется, что этот установленный Ривьером обменный процесс должен быть наиболее выражен в сравнительно замкнутой среде: порода — раствор, где наиболее ясно выступают явления, связанные с поверхностями, и происходит, как было выше указано, образование свежего осадка карбоната кальция при восстановлении сульфатов и в то же время раствор имеет повышенную минерализацию. Необходимо дальнейшее, более полное экспериментальное изучение этого явления с точки зрения образования хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов и доломита в толще пород. Вопрос об образовании доломита является весьма сложным и еще не вполне разрешенным. Напомним о работах в этой области И. М. Страхова [11], Б. П. Кротова [6] и О. К. Янатьевой [16].

II

Для более полного представления метаморфизации раствора типа морской воды пресноводным илом нами изучались изменения, происшедшие не только в растворе, но и в иле, примененном в опытах.

Ил, употребленный в опытах 4 и 5, представляет, как указывалось выше, песчано-глинистый алеврит. Глинистая часть (частицы диаметром 0,01 мм и меньше) составляет в нем 26%; частиц диаметром $< 0{,}001$ мм в этом иле 6,8%.

Ил для опытов 2 и 3 представляет породу, в которой песчаная, алевритовая и глинистая части представлены примерно в равных количествах. Эта порода является менее отсортированной, чем предыдущая. Глинистая часть в ней составляет 36%, частиц диаметром $<0{,}001$ мм — 6,4%.

По минералогическому составу эти илы состоят преимущественно из кварца (около 65%) и калиевых полевых шпатов. В тяжелой фракции преобладает роговая обманка. Глинистый материал представлен сильно выветрелыми полевыми шпатами и отчасти мусковитом и серицитом. Коллоидно-дисперсные минералы, судя по небольшой величине емкости поглощения этих пород, представлены, вероятно, минералами группы каолина и отчасти серицитом.

Илы содержат органическое вещество, которое придает им темную окраску и гнилостный запах; содержатся также неразложившиеся остатки растений.

Химическое исследование илов заключалось: 1) в определении величины pH их водной вытяжки колориметрическим путем, 2) в определении состава растворимых солей и 3) в определении поглощенных катионов. При этом исследовался воздушно-сухой ил.

Наиболее трудной задачей являлось определение поглощенных катионов ввиду несовершенства применяемой при этом методики.

При экспериментальном исследовании обменной адсорбции катионов на почвах и глинистых породах последние обычно сначала обрабатывают кислотой, затем отмывают кислоту водой до нейтральной реакции, далее насыщают коллоиды породы катионами какого-либо одного элемента до установления равновесия с раствором. Затем породу отмывают от этого раствора водой. Далее следует определение так называемой емкости поглощения породы, т. е. количества обменных катионов (в мг-экв на 100 г породы) путем вытеснения поглощенных катионов раствором ацетата или хлорида аммония или другими подходящими растворами. После этого уже экспериментируют с породой.

Неопределенность величины емкости поглощения породы подчеркивается различными исследователями. Б. П. Никольский и В. И. Парамонова [8] указывают, что количество обменных катионов зависит от многих условий, например, от природы катиона-вытеснителя, концентрации его в равновесном растворе, от pH этого раствора. Кроме того, ионы поглощенного водорода не могут быть определены при обработке породы, как описано выше, так как вытесняемость водорода зависит от буферности раствора, которым вытесняют. Этими авторами введено понятие условной емкости поглощения породы как о количестве ионов поглощенного бария в мг-экв на 100 г породы при 0,1 *N* концентрации их в равновесном растворе с pH = 6,5.

Из всего сказанного видно, что величина обменно-адсорбционной способности глинистой породы относительна. В нашем случае при исследовании илов не требовалось определять их емкость поглощения одним из указанных путей Для выяснения количественной стороны взаимодействия ила с рассолом необходимо было исследовать ил до и после опытов, соблюдая в способе определения поглощенных катионов и растворимых солей условия, наиболее близкие к природным, т. е. те, в которых происходит обменная адсорбция, и получая сравнимые результаты.

Количество поглощенных катионов определялось после промывания навески ила дестиллированной водой до отрицательной реакции на хлор и сульфаты. Для исходного ила, не содержащего большого количества растворимых солей, это определение проводилось в некоторых случаях без предварительного отмывания ила, но с учетом содержавшихся в нем солей, путем параллельного определения их в водной вытяжке из ила. Поглощенные катионы вытеснялись в раствор из ила 0,5 *N* раствором хлористого аммония; взаимодействие ила с раствором продолжалось в течение 24 час. Растворимые соли определялись из водной вытяжки илов или в промывных водах после промывания илов. Весовые соотношения порода — раствор при этом были 1 : 5 (обычно 100 мл раствора хлористого аммония или воды и 20 г ила).

Натрий определялся в виде натрий-цинк-уранил-ацетата, магний весовым методом по Шмитцу, кальций — осаждением в виде оксалата, с последующим определением весовым или объемным путем, сульфат-ион — весовым методом в виде сернокислого бария, бикарбонатный ион — титрованием соляной кислотой в присутствии метил-оранжа, хлор-ион — по Мору.

В табл. 12 приведены результаты определений поглощенных катионов и растворимых солей в илах до и после опытов 4 и 5, согласно данным по водным вытяжкам и вытяжкам с раствором NH_4Cl.

Повторные пробы означают определения с повторными навесками ила. По данным табл. 12 сделаны пересчеты содержания в илах растворимых солей и поглощенных катионов до и после опытов 4 и 5 (табл. 13).

Таблица 12

Результаты определения растворимых солей и обменных катионов в илах до и после опытов 4 и 5

(мг-экв. на 100 г ила)

	Илы								
	До опытов			После опыта 4					
	после взаимодействия с раствором NH_4Cl								водная вытяжка **
	ил неотмытый			ил отмытый	ил отмытый				
	1	2***	среднее		1	2***	3***	среднее	
Na	0,23	0,23	0,23	Следы	0,25	0,85	0,50	0,55	9,28**
Ca	2,40	2,40	2,40	2,34	2,96	2,22		2,59	0,99
Mg	0,86	0,90	0,88	0,96	1,36	1,57		1,46	Следы
SO_4	0,73	0,52	0,63	—	—	—		—	—
CO_3	0,37	0,37	0,37	—	0,46	0,34		0,40	0,46
Cl*	—	—	—	—	—	—		—	9,81
Σ	4,59	4,42	4,51	3,30	5,03	4,98		5,00	20,54

Таблица 12 (продолжение)

	Илы					
	После опыта 5					
	после взаимодействия с раствором NH_4Cl			промывные воды		
	ил отмытый					
	1	2***	среднее	1	2***	среднее
Na	0,41	—	0,41	14,30	14,35	14,32
Ca	1,90	1,78	1,84	1,48	1,56	1,52
Mg	1,43	1,24	1,34	—	—	—
SO_4	—	—	—	—	—	—
CO_3	—	—	—	0,86	1,08	0,97
C *	—	—	—	14,75	15,55	15,15
Σ	3,84	3,02	3,59	31,39	32,54	31,96

* Хлор-ион в этом случае определялся в водной вытяжке, причем было установлено его отсутствие.

** В водных вытяжках и промывных водах определение натрия по разности.

*** Повторные пробы.

Значение pH водных вытяжек из илов до и после опытов равно 6,7.

Состав растворимых солей в отжатых илах до и после опытов резко отличен. Пресноводный ил содержал на 100 г всего 1 мг-экв растворимых солей. Это гипс и карбонат кальция и магния.

Растворимые соли в илах после опытов 4 и 5 отражают химический состав метаморфизованного раствора, наиболее тесно связанного с илом, так как раствор этот

Таблица 13

Обменные катионы и растворимые соли в илах до и после опытов 4 и 5

(в мг-экв. на 100 г ила)

	Ил неотмытый[1]	Ил отмытый	Ил отмытый	
	до опытов		после опыта 4	после опыта 5
Содержание обменных катионов в илах				
Na	0,23	Следы	0,55	0,41
Ca	1,49	2,34	2,59	1,84
Mg	0,68	0,96	1,46	1,34
Σ	2,40	3,30	4,60	3,59
Содержание растворимых солей в илах				
NaCl	—	—	9,28	14,32
$CaCl_2$	—	—	0,53	0,83
$CaSO_4$	0,73	—	—	—
$CaCO_3$	—	—	0,46	0,97
$CaMg(CO_3)_2$	0,37	—	—	—
Σ	1,1	—	10,27	16,12

[1] Данные о составе растворимых солей в иле до опытов см. на стр. 102. Эти данные учитывались при расчете обменных катионов в иле.

остался в иле даже после большого давления, которому он подвергался. Среди этих растворимых солей преобладает хлористый натрий (около 15 мг-экв на 100 г ила), затем хлористый кальций. Отсутствие магниевых солей в иле после обоих опытов, объясняется, вероятно, тем, что в самой близкой к илу части рассола весь сульфат магния десульфатизировался, а хлорид магния при поступлении главным образом кальция из ила составлял здесь незначительную часть растворенных солей. Карбонаты кальция и магния, вероятно, только частично перешли в раствор при промывании ила и получении из него водных вытяжек.

Растворимые соли в илах после опытов подтверждают те процессы, которые были установлены в растворах, т. е. катионный обмен и восстановление сульфатов; об этом свидетельствуют присутствие хлорида кальция в их составе и отсутствие сульфатов.

Что касается обменных катионов, то оказалось, что при предварительном отмывании дестиллированной водой илов от растворимых солей после опытов 4 и 5 при довольно длительном (в течение нескольких часов) взаимодействии все новых порций промывной жидкости с илом в нем происходят десорбция натрия и обменное поглощение кальция и отчасти магния, переходящих в раствор, в промывные воды из ила (карбонаты этих металлов). Таким образом, промытый после опытов ил уже не содержал того количества адсорбированного натрия, которое он имел после опыта. Так, в нескольких пробах промытого ила после опыта 4 количество натрия, вытесненного раствором хлористого аммония, сильно различалось, составляя 0,25; 0,85; 0,50 мг-экв на 100 г ила (см. табл. 12), что объясняется постепенной десорбцией его при промывании ила. В отмытом иле после опыта 5 оказалось всего 0,41 мг-экв натрия. Десорбция натрия из ила при отмывании его дестиллированной водой и замена его кальцием выразились и в том, что количественный состав поглощенных катионов в

отмытых илах, как в исходном, так и в илах после опытов 4 и 5, был близок: преобладает кальций (2,34; 2,59; 1,84 мг-экв).

Сумма поглощенных катионов ила на основании трех определений (3,30; 4,60; 3,59) составляет в среднем 3,8 мг-экв, на 100 г ила (см. табл. 13).

На основании всех изложенных выше фактов и соображений эту величину и можно считать соответствующей обменной способности ила, употребленного для опытов 4 и 5 в условиях данных опытов.

Десорбция натрия из ила при нарушении равновесия с опытным рассолом при промывании илов, хотя и не была определена количественно, все же свидетельствует о легкой обратимости обменной адсорбции, происходящей при метаморфизации рассола типа морской воды илом, что является одним из основных положений обменной адсорбции на природных коллоидах (И. Н. Антипов-Каратаев и др. [1—3]).

Интересно сравнение данных о поглощенных катионах в исходном иле, отмытом и не отмытом от растворимых солей (см. табл. 13). Большое содержание поглощенных кальция и магния в отмытом иле говорит о вытеснении небольшого количества имевшихся в исходном иле поглощенных натрия и, вероятно, водорода кальцием, перешедшим из карбонатов ила в промывные воды и принявшим затем участие в обмене.

Данные о поглощенных катионах в отжатом и отмытом от растворимых солей иле[1] после опыта 2 приведены в табл. 14.

Таблица 14

Результаты определения поглощенных катионов в иле после опыта 2

(в мг-экв на 100 г ила)

После взаимодействия с раствором NH_4Cl					
	пробы			средняя	Поглощенных катионов
	1	2[1]	3[1]		
Na	0,19	0,21	0,21	0,20	0,20
Ca	5,13	4,94	4,45	4,84	7,71
Mg	3,48	3,38	3,14	3,33	
CO_3	0,46	0,46	0,46	0,46	
Σ					7,91

[1] Повторные пробы.

Как и в предыдущих илах, почти весь натрий десорбирован из ила щелочноземельными элементами промывных вод и замещен преимущественно кальцием, поэтому в этом случае нельзя судить о количественном составе поглощенных катионов, бывших в иле после опыта. Обменная способность ила в условиях опыта составляет 8 мг-экв на 100 г ила, т. е. она примерно в 2 раза выше обменной способности ила, примененного в опытах 4 и 5. По механическому составу ил опыта 2 соответственно содержит несколько больше глинистого материала; в нем также значительно больше, чем в иле опытов 4 и 5, органического вещества.

Зная весовое количество ила и объем рассола, участвовавших в каждом опыте, обменную способность ила, выраженную в мг-экв обменных катионов на 100 г ила, количество обменных катионов, соответственно присутствовавших в опыте, и, наконец, количества натрия и кальция, участвовавших в обменной адсорбции (по данным анализов опытных растворов) можно перейти к количественной стороне происходившего в опытах катионного обмена. Все эти данные приведены в табл. 15, из которой видно, что количество адсорбированного илом натрия в опыте 3 (в первые 9 дней), а также в опытах 4 и 5 довольно сходно между собой и составляет 2,0—2,5 мг-экв на 100 г ила, т. е. величина обмена в этих опытах почти одинакова. В опыте 3 (при его продлении до 1946 г.) и в опыте 2 поглощение натрия значительно слабее. Здесь адсорбировался всего 1 мг-экв натрия на 100 г ила. Это может быть объяснено для опыта 3 тем, что взятый ил уже участвовал в обменной адсорбции с рассолом в течение

[1] Этот ил до опытов, к сожалению, не исследовался.

первых 9 дней, и только затем уже был залит новой порцией рассола. В опыте 2 присутствовала нефть, что могло быть неблагоприятно для катионного обмена из-за образования пленок на адсорбционной поверхности.

Таблица 15

Количественная характеристика обменной адсорбции при метаморфизации рассола типа морской воды илом в опытах 2—5

Опыт	Колич. в опыте			Количество обменных катионов на 100 г ила	Обменных катионов в иле, мг/экв	Адсорбированного натрия в иле ***, мг-экв	Количество адсорбированного натрия, мг-экв на 100 г ила	% адсорбированного натрия от общего числа обменных катионов	Количество десорбированного кальция на 100 мл раствора
	Ил, г	Рассол, мл	Ил + рассол						
3 (первые 9 дней)	450	500	1 : 1,1	8,0	36,0	9,0	2,0	25	1,8
3 (1940—1946 гг.)	450	600	1 : 1,3		36,0	5,4	1,2	15	0,9*
2	300	500	1 : 1,7		24,0	3,0	1,0	13	0,6**
4	475	180	1 : 0,4	3,8	18,0	11,3	2,4	63	6,3
5	500	250	1 : 0,5		19,5	12,5	2,5	66	5,0

* Ил, уже употребленный в первые 9 дней опыта.

** В опыте присутствовала нефть.

*** Количество адсорбированного натрия в иле, участвовавшего в опытах, рассчитано из табл. 4 и 7 как разность между содержанием натрия в исходном и полученных растворах (растворы, отжатые из ила).

Из последней графы табл. 15 видно, что при почти одном и том же количестве поглощенного из раствора натрия (в опытах 3, 4 и 5), в опытах 4 и 5 это количество составляет около 65% от общего числа обменных катионов ила, в то время как в опыте 3 в обменной адсорбции участвовало только 25% имевшихся в иле обменных катионов. Из табл. 15 видна также роль величины количественного отношения ила к рассолу при формировании хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов: при почти одинаковом количестве десорбированного из ила кальция в опытах 3—5 (2 мг-экв на 100 г ила) (см. графу 7 табл. 15) получающиеся растворы сильно различаются по относительному (к объему раствора) содержанию в них десорбированного кальция: на 100 мл раствора в опыте 3 приходится десорбированного кальция всего 1,8 мг-экв, в опыте 4—6,3 мг-экв.

Если это обстоятельство перенести в природную обстановку, то станет ясным, что хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы должны быстрее и легче формироваться в толщах глинистых пород, залегающих под дном морских бассейнов, а не на поверхности земли и не в придонных частях бассейнов и т. п. Внутри породы адсорбционная поверхность породы, естественно, является максимальной в системе раствор — порода, что создает оптимальные условия для коллоидно-поверхностного процесса, каким является катионный обмен. В таких условиях адсорбция, происходящая даже в небольших размерах, как в случае проведенных опытов, может совместно с микробиологическим восстановлением сульфатов создать типичные хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы.

Рассмотрим теперь количественную сторону восстановления сульфатов в проведенных опытах.

Из табл. 16 видно, что процесс восстановления сульфатов является наиболее выраженным из всех происшедших химических изменений в опытных рассолах. В опытах 2, 3 и 5 восстановлено 80—60% содержавшихся первоначально в растворе сульфатов, в опыте 4 — несколько меньшее количество (46%).

Таблица 16

Количественная характеристика восстановления сульфатов в опытах по метаморфизации рассолов илом

Опыт	Продолжительность опыта, годы	Потеря при прокаливании после опыта, %	Количество в опыте			Количество в опыте [1], мг-экв SO_4			Восстановлено SO_4, %
			ила, г	рассола, мл	отношение ила к рассолу	первоначально	в конце опыта	восстановлено	
3	6	15,6	450	600	1 : 1,3	39,36	7,62	31,74	80,7
2	6		300	500	1 : 1,7	32,90	12,85	20,05	60,9
4	1	15,3	475	180	1 : 0,4	4,63	2,50	2,13	46,0
5	1		500	250	1 : 0,5	6,75	2,05	4,70	69,6

[1] Данные о содержании сульфат-иона в растворах взяты из табл. 4 и 7.

Подводя итог исследованию илов, употребленных в проведенных опытах, приходим к следующему заключению.

1. Формирование хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов происходит внутри породы, т. е. в подземных условиях, уже после формирования осадка на дне моря.

2. При благоприятном количественном отношении глинистой породы к рассолу, достаточном содержании органического вещества и анаэробности условий в породе хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы могут формироваться не только в типичных глинистых породах, но и в широко распространенных песчано-глинистых отложениях. Подобные осадки часто содержат типичные хлоридные рассолы и нефть. Эти отложения часто образуются в прибрежно-морских условиях и представляют переслаивание разнообразных песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород.

Этот вывод относится не только к пластовым хлоридным рассолам, но и к нефти, парагенетически с ними связанной, если принять, что нефть образуется в морских условиях.

Наши исследования приводят к выводу о том, что хлоридные рассолы вместе с нефтью образуются в сравнительно замкнутой обстановке в толще прибрежных, преимущественно терригенных, пород при течении процессов анаэробного восстановления сульфатов и обменной адсорбции между породами и удержанной осадком морской водой.

III

После экспериментального исследования интересно было проверить наши выводы об образовании хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов на природном материале, т. е. на глинистых породах, содержащих хлоридные рассолы, которые, повидимому, не подвергались размыву и иному воздействию вод поверхностного происхождения в течение геологического времени.

В нашем распоряжении было 5 образцов таких пород: 4 из них — девонские глины из скважин нефтеносных районов Русской платформы (Туймазов, Северокамска и Ставрополя, Куйбышевской обл.), взятые с глубин, превышающих 1400 м, и один образец «синей» кембрийской глины из Ленинградской обл.— с глубины 105 м. В качестве сравнительного материала мы располагали еще 11 образцами глинистых пород из

Таблица 17

Результаты определения поглощенных катионов и воднорастворимых солей в некоторых глинистых породах

(мг-экв на 100 г породы[1])

№ проб	Месторождение	Из раствора хлористого аммония						Из водного раствора					
		Na	Ca	Mg	Fe	SO_4	CO_3	Ca	Mg	Cl	SO_4	CO_3	pH
1	Туймазы	5,82	2,48	1,28				—	—	4,20	Следы	1,09	7,7
2	Ставропольский район, Яблонов овраг	8,49	3,90	1,99				0,59	—	6,86	0,34	1,15	7,5
3	Там же	5,63	4,94	—				0,74	1,60	4,17	0,50	3,67	7,5
4	Северокамск	9,40	1,39	1,10				0,59	Следы	4,65	0,36	1,47	8,4
5	Ленинградская обл. Путилово	2,68	3,68	2,48				0,25	1,30	0,81	—	1,60	7,6
6	Туймазы (подольская свита)	29,96	5,43	8,20		1,20	3,90	0,25	0,80	5,88			7,5
7	Сызранский р-н, Забровка	6,65	2,85	1,71	5,56	12,72	—			4,29			~4,0
8	Сызрань	5,95	4,94	3,63		15,06	—	3,98	1,86	4,50			<3,0
9	Чусовской р-н, р. Вильва	0,26	8,40	1,43		Следы	4,70			0,24			8,3
10	Кизеловский р-н, Широкое	0,15	7,78	0,90		0,19	4,01			—			8,0
11	Эстонская ССР	Следы	19,83	7,63	0,6	22,63		13,22	6,17	—			<3,0
12	Краснодарский край	20,64	8,40	1,35				0,49	—	0,02	6,45	3,21	8,4
13	Бакинский р-н, Ясамальская долина	43,0	11,36	4,64				0,99	0,67	23,54	1,82	1,49	9,0
14	Керченский п-в, Маякская сопка	42,05	2,10	2,20		11,78	11,32	0,49	0,45	8,35			>9,0
15	Дагестанская АССР, Даг.-Огни	1,25	10,53	3,53				1,97	0,72	0,61	3,60	0,30	6,0
16	Сев. Кавказ, сборная проба глин	9,22	21,25	5,93				7,66	3,95	1,59	14,42	1,03	7,7

[1] Породы 3, 5, 7, 8, 9, 11, 15, 16 исследовались в двух параллельных пробах.

различных мест, находившихся в различных геохимических обстановках: 3 образца каменноугольных глин с глубин около 1000 м из Туймазов и Сызрани, 3 образца палеозойских горючих сланцев, взятых с поверхности; два из них относились к девонским горючим сланцам из западного Приуралья (Чусовского и Кизеловского районов), 1 образец — силурийского возраста — взят из Эстонии. Кроме того, имелось 4 образца третичных глин из нефтеносных районов предгорных депрессий Кавказа: 1) глина майкопской свиты из Краснодарского края, образец которой был взят с глубины 900 м, 2) глина из обнажения продуктивной толщи Бакинского района, 3) глина майкопской свиты из Дагестана, взятая с поверхности, 4) сборная проба третичных глин Северного Кавказа, в которую вошли образцы из скважин и обнажений Краснодарского края и Пятигорска. Кроме того, исследовался один образец сопочной грязи с поверхности Маякской грязевой сопки на Керченском полуострове [1].

В этих породах, так же как и в илах, определялись обменные катионы, химический состав растворимых солей и величина pH водной вытяжки.

Выше уже говорилось о трудностях, связанных с подобными определениями. Главная из них заключается в том, что недопустимо отмывание породы водой от растворимых солей для последующего определения в ней обменных катионов, так как при этом меняется состав обменных катионов. Поэтому при определении поглощенных катионов вытеснением их хлористым аммонием приходилось пользоваться не отмытой от солей породой и затем учитывать содержание этих солей. Химический состав растворимых солей определялся параллельно из водной вытяжки породы. При большом содержании растворимых солей, особенно карбонатов, растворимость которых повышается в присутствии хлористого аммония, допускается некоторая неточность полученных результатов. Но в нашем материале с большим содержанием карбонатов было только две породы (содержание карбонатного иона свыше 4 мг-экв на 100 г породы). Необходимо заметить также, что водная вытяжка не представляет точного состава растворимых солей породы вследствие катионного обмена между породой и раствором вытяжки, который несколько изменяет состав последней.

Несмотря на указанные недостатки применявшейся методики и условность при пересчетах результатов, полученные данные сравнимы между собой и, повидимому, отражают основные геохимические отличия содержания обменных катионов и растворимых солей в глинистых породах, находившихся в различных геологических условиях. Состав растворимых солей пород можно в данном случае выразить в количествах анионов и катионов.

Результаты определения поглощенных катионов и воднорастворимых солей в глинистых породах приведены в табл. 17 и 18.

Данные табл. 18 получены путем пересчетов данных табл. 17. Поглощенные катионы, а также натрий и водород в растворимой в воде части определялись по разности. Величина pH являлась контролирующей при пересчетах.

В четырех образцах девонских глин из глубоких скважин и в одном образце кембрийской глины количество растворимых солей невелико (от 2,5 до 8 мг-экв на 100 г породы), в девонских глинах это — главным образом хлористый натрий. В кембрийской глине преобладает карбонат магния. Во всех породах сульфаты обнаружены только в следах. Обменная способность этих глин тоже невелика (от 4,3 до 6,4 мг-экв на 100 г породы). Во всех образцах $pH > 7$.

[1] Бо́льшая часть этого материала была любезно предоставлена музеями Всесоюзного нефтяного института (ВНИИ) и Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ), за что автор приносит им свою благодарность.

Состав поглощенных катионов и воднораство

№ проб	Местонахождение	Область русской платформы	
		Возраст породы	Порода
1	Туймазы	Средний девон	Глинистый сланец
2	Ставропольский р-н, Яблонов овраг	То же	То же
3	Там же	„ „	„ „
4	Северокамск	Верхний девон	„ „
5	Ленинградская обл., Путилово	Кембрий	Глина плотная зелено-серая
6	Туймазы	Карбон, подольский горизонт	Глинистый сланец
7	Сызранский р-н, Забровка	Средний карбон	То же
8	Сызрань	Нижний карбон	Глина черная
9	Чусовской р-н, Вильва[2]	Верхний девон	Сланец горючий
10	Кизеловский р-н, Широкое	Девон	То же
11	Эстонская ССР [1]	Силур	Аргиллит
		Область третичной складчатости	
12	Краснодарский край, Апшеронский промысел	Олигоцен, майкопская свита, VI горизонт	Глина жирная плотная
13	Бакинский р-н, Ясамальская долина	Плиоцен, продуктивная толща	Глина светлая
14	Керченский п-в, Маякская сопка	Верхнетретичный	Грязь сопочная
15	Дагестанская АССР, Даг.-Огни	Олигоцен, майкопская свита	Глина плотная серая
16	Сев. Кавказ[3]	Третичный	Глина (сборная проба)

[1] Ион H вычислялся по разности, исходя из величины pH.
[2] В этом анализе при пересчете весь карбонатный ион связан с кальцием, так как вод
[3] Сборная проба глин состоит из третичных глин Краснодарского края (из обнаже

При сопоставлении средних данных о поглощенных катионах и растворимых солях в четырех образцах девонских глин (породы 1, 2, 3, 4, табл. 18) с данными для ила после опыта 4, в котором процесс метаморфизации рассола наиболее выражен, можно убедиться, что они довольно близки (табл. 19).

Геологические условия, в которых находились девонские глины из глубоких частей разреза, были, вероятно, такими, что после отложения до настоящего времени эти породы были сравнительно изолированы от значительных геохимических влияний и не подвергались значительному эпигенезу. Все эти глины содержат пластовые хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы. Характерно, что сумма поглощенных катионов глин близка к полученной в иле после одного из опытов. Также близка и сумма растворимых солей. Как в глинах, так и в иле после опыта в растворимых солях преобладает хлористый натрий и почти отсутствуют сульфаты. Несколько отличается отношение $\frac{Na}{Cl}$; для ила оно составляет 0,94, для девонских глин — 1, 2, т. е. в их растворимых солях присутствует (хотя и в ничтожных количествах) карбонат натрия.

Таблица 18

римых солей в некоторых глинистых породах

Поглощенные катионы					Водорастворимые соли								Сумма водорастворимых солей	$\frac{Na}{Cl}$	pH
Na	Mg	Ca	H^1	Σ	Na	Mg	Ca	$Fe^{\cdot\cdot}$	H	Cl	SO_4	CO_3			
мг-экв на 100 г породы															
0,53	1,28	2,48		4,29	5,29	—	—	—	—	4,20	Следы	1,09	5,29	1,26	7,7
0,73	1,99	3,31		6,03	7,76	—	0,59	—	—	6,86	0,34	1,15	8,35	1,13	7,5
—	—	4,20		4,20	6,00	1,60	0,74	—	—	4,17	0,50	3,67	8,34	1,35	7,5
3,51	1,10	0,80		5,41	5,89	Следы	0,59	—	—	4,65	0,36	1,47	6,48	1,26	8,4
1,82	1,18	3,43		6,43	0,86	1,30	0,25	—	—	0,81	—	1,60	2,41	1,06	7,6
20,03	7,40	5,18		32,91	9,93	0,80	0,25	—	—	5,88	1,20	3,90	10,98	1,69	7,5
—	—	—	+		6,65	1,71	2,85	5,56	0,24	4,29	12,72	—	17,01	1,55	~4
—	1,77	0,96	+	2,73	5,95	1,86	3,98	—	7,77	4,50	15,06	—	19,56	1,32	<3
—	5,15			5,15	0,26	4,68		—	—	0,24	Следы	4,70	4,94	—	8,3
—	4,63			4,63	0,15	4,05		—	—	—	0,19	4,01	4,20	—	8,0
—	1,46	6,61	+	8,07	Следы	6,17	13,22	0,60	2,64	—	22,63	—	22,63	—	<3
11,45	1,35	7,91		20,71	9,19	—	0,49	—	—	0,02	6,45	3,21	9,68	4,95	8,4
17,81	3,97	10,37		32,15	25,19	0,67	0,99	—	—	23,54	1,82	1,49	26,85	1,07	9,0
11,54	1,75	1,61		14,90	30,51	0,45	0,49	—	—	8,35	11,78	11,32	31,45	3,65	>9
—	2,81	8,56		11,37	1,82	0,72	1,97	—	—	0,61	3,60	0,30	4,51	3,00	6,0
3,79	1,98	13,59		19,36	5,43	3,95	7,66	—	—	1,59	14,42	1,03	17,04	3,41	7,7

ный раствор дал очень малое содержание магния.
ний и скважин) и скважин Пятигорска.

Рассмотрим полученные данные по остальным исследованным породам. В пластах карбоновых глин из Туймазов и Сызрани (образцы 6—8) хотя и содержатся хлоридные рассолы, но они, вероятно, были менее изолированы от влияния поверхностных факторов, залегая в разрезе примерно на 500 м ближе к поверхности, чем девонские глины. Среди этих пород интересна глина подольского горизонта среднего карбона из Туймазов, в которой отмечено наибольшее из всех исследованных пород содержание поглощенных катионов (32,61 мг-экв на 100 г породы, из них 20 мг-экв натрия), что связано с составом глинистых минералов породы. Два других образца карбоновых глин из Сызранского района значительно отличаются от этой глины. Величина pH их составляет 4 и < 3, т. е. в них присутствует, повидимому, серная кислота. В связи с низким значением pH находится состав адсорбированных катионов. В глине из Заборовки не было обнаружено поглощенных натрия, магния и кальция,— вероятно они были вытеснены водородным ионом; в глине пробы 8 поглощенный натрий отсутствует, и найдено наименьшее содержание поглощенных кальция и магния. В растворимых солях этих глин преобла-

дают сульфаты и среди них, повидимому, сульфат натрия. Для суммы растворимых солей этих пород $\frac{Na}{Cl} > 1$.

Все эти признаки указывают на иные геохимические условия нахождения этих пород по сравнению с девонскими глинами. В эти породы, наверное, проникали сульфатные, поверхностные воды, которые, смешиваясь с хлоридными рассолами, вызывали разбавление их и десорбцию натрия.

Таблица 19

Сопоставление состава поглощенных катионов и воднорастворимых солей девонских глинистых пород и ила после опыта 4
(мг-экв на 100 г породы)

Поглощенные катионы	Ил после опыта 4[1]	Девонские глины (среднее из четырех образцов)
Na	0,55	1,19
Mg	1,46	1,09
Ca	2,59	2,70
Σ	4,60	4,98
Химический состав растворимых солей		
Na	9,28	6,23
Mg	Следы	0,40
Ca	0,99	0,48
Cl	9,81	4,97
SO_4	—	0,30
CO_3	0,46	1,84
Σ	10,27	7,11

[1] Ил предварительно промыт и потому количество адсорбированного натрия в нем уменьшилось за счет увеличения содержания кальция.

Совершенно иную картину дают палеозойские горючие сланцы Русской платформы, взятые с поверхности (образцы 9,10). В составе их поглощенных катионов преобладает кальций и отсутствует натрий, причем сумма поглощенных катионов примерно близка к сумме поглощенных катионов девонских глин. В растворимых солях отсутствует хлор, преобладают карбонаты и сульфаты кальция. Эти признаки подтверждают, что породы долгое время находились в условиях близости к поверхности земли и что взаимодействие их с природным и растворами носило чисто континентальный характер. Горючий сланец из Прибалтики (образец 11) соприкасался, вероятно, с поверхностными кислыми сульфатными растворами (его pH < 3), вследствие чего в породе должен присутствовать поглощенный водородный ион.

Породы 12—16 относятся, как уже упоминалось, к нефтеносным районам предгорий Кавказа (один образец с Керченского полуострова); большинство их взято из обнажений. В этих породах содержание поглощенных катионов гораздо более высокое, что связано с составом их коллоидно-дисперсных минералов. Среди поглощенных катионов преобладают натрий и кальций; первый удерживается в глинах вследствие засушливого климата этих районов.

Итак, в результате исследования глинистых пород из различных районов СССР оказалось, что девонские глины, находящиеся на большой глубине (свыше 1400 м), принадлежащие к пластам, в которых находятся хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы и местами нефть, образуют по составу поглощенных катионов и растворимых солей особую группу пород; их поглощенные катионы и воднорастворимые соли довольно близки к обнаруженным в илах после их участия в опытах по метаморфизации рассола типа морской воды. Таким образом, изучение пород, вмещающих типичные хлоридные рассолы, подтверждает те заключения о происхождении хлоридных рассолов, которые были сделаны на основании экспериментов с илами.

Проведенное изучение пород показывает, что знание поглощенных катионов и химического состава растворимых солей породы необходимо в дополнение к изучению химического состава вод в пласте. Эти данные выясняют геохимию вод и пород при их образовании и в последующей эволюции пласта. С этой точки зрения необходимо широкое изучение осадочных толщ; подобные исследования имеют, в частности, большое значение для понимания условий образования и формирования нефти, а также геохимии других полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипова-Каратаева Т. Ф. и Антипов-Каратаев И. Н. Закономерности катионного обмена в почвах в растворах смесей нейтральных солей. Коллоидный журнал, т. 5, вып. 5, 1939.
2. Антипов-Каратаев И. Н. и Кадер Г. М. О природе поглощения ионов глинами и почвами. Коллоидный журнал, т. 9, № 2; т. 9, № 3, 1947.
3. Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. и Филиппова В. Н. О природе поглощения ионов глинами и почвами. Коллоидный журнал, т. 9, № 5, 1947.
4. Бунеев А. Н. К истории вод седиментации. Процессы взаимодействия терригенного глинистого материала с морской водой. «Советская геология», № 19, 1947.
5. Гинзбург-Карагичева Т. Л. Очерки микробиологии нефти, изд. 2-е испр. и доп., Гл. ред. горно-топл. лит-ры, 1936.
6. Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. Уч. зап. Казанск. ун-та им. В. И. Ульянова-Ленина, кн. I, 1925.
7. Курнаков Н. С. и Жемчужный С. Ф. Магниевые озера Перекопской группы. Изв. АН, VI серия, т. 11, № 2, 1917.
8. Никольский Б. П. и Парамонова В. И. Обменная способность и условная емкость обмена почв. Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 79, сер. хим., вып. 7, 1945.
9. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2, Гостоптехиздат, 1940.
10. Рыковсков А. Е. Проблема бессульфатности соликамских калийных отложений. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 43, 1932.
11. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12, сер. геол. (№ 45), 1961.
12. Тагеева Н. В. О происхождении нефтяных вод. Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии, вып. 4 (геохим.), 1934.
13. Штурм Л. Д. Микроскопическое исследование нефтеносных пластовых вод. «Микробиология», т. 19, вып. 1, 1950.
14. Штурм Л. Д. Материалы по микробиологическому исследованию нефтяных месторождений Второго Баку. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. I, вып. 2, 1950.
15. Щукарев С. А. и Толмачева Т. А. Коллоидно-химическая теория солевых озер. Журн. русск. физ.-хим. о-ва, часть хим., т. 62, № 4, 1930.
16. Янатьева Б. И. Растворимость доломитов в водных растворах солей. Изв. Сектора физ.-хим. анализа АН СССР, т. 20, 1950.
17. Alten F. u. Kurmies B. Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtaush im Mineralboden (Auszig). Angewandte Chemie, 1935, № 36, S. 584.
18. Rivère A. Sür la dolomitisation des sédiments calcaires. Comptes rendus de l'Acad. de Sc. de Paris, t. 209, № 16, p. 597, № 19, p. 691, 1939.

Н. К. ГИРИНСКИЙ

УСТАНОВИВШИЙСЯ ПРЕСНЫЙ ПОТОК ПОД ЛЕСОЗАЩИТНЫМИ ПОЛОСАМИ ВДОЛЬ КРУПНЫХ ИРРИГАЦИОННЫХ КАНАЛОВ В РАЙОНАХ С ЗАСОЛЕННЫМИ ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ

ВВЕДЕНИЕ

Данные гидрогеологических исследований показывают, что поливные воды весьма существенно влияют на подземный поток районов орошения. Вода, фильтрующаяся из каналов и полей, дойдя до грунтовых вод, повышает их уровень. По мере подъема последнего увеличивается испарение грунтовых вод, достигающее максимума в момент, когда капиллярная вода поднимется до поверхности земли. Увеличение испарения приводит к постепенному засолению грунтовых вод и грунтов и в худшем случае — к образованию солончаков. Описанный процесс крайне нежелателен, так как он связан с потерями весьма ценной в ирригации пресной воды и делает почвы не пригодными для хозяйственного использования.

Как известно, вдоль крупных ирригационных каналов проектируются лесозащитные полосы. Представляет большой практический интерес попытаться использовать транспирационную способность этих лесонасаждений для поддержания уровня фильтрующихся из канала грунтовых вод на такой глубине от поверхности земли, при которой минерализация фильтрационных вод не повышается до пределов, не допустимых с точки зрения их ирригационного использования. Решение этого вопроса, очевидно, должно основываться на данных исследования грунтового потока под лесозащитными полосами.

В настоящей статье рассматривается установившаяся фильтрация из крупных ирригационных каналов применительно к следующим условиям: 1) естественные подземные воды засолены, 2) вдоль канала по обе его стороны имеются лесные посадки, 3) водное питание лесонасаждений происходит полностью или частично за счет фильтрационных вод, 4) исследуемый пресный поток — плоский, 5) скорость фильтрации засоленных вод столь незначительна, что движением последних можно пренебречь (это допустимо в тех случаях, когда направление трассы канала примерно совпадает с направлением течения грунтовых вод до устройства канала), 6) водоносная толща однородна или с нерезко выраженной неоднородностью в вертикальном направлении (под последней понимается толща, значения коэффициентов фильтрации которой изменяются в относительно небольших пределах и являются функцией вертикальной координаты).

Указанным условиям удовлетворяют потоки, изображенные на

рис. 1 и 2. В случаях, приведенных на рис. 1, дно канала не заилено, и поэтому свободная поверхность пресного потока примыкает к урезу воды в канале. В случаях, изображенных на рис. 2, дно канала сильно заилено, и свободная поверхность не примыкает к каналу.

Разница между первыми парами рассматриваемых потоков (рис. 1, *а*, 1, *б*, 2, *а*, 2, *б*) и вторыми (рис. 1, *в*, 1, *г*, 2, *в* и 2, *г*) заключается в том, что под краем полосы, удаленным от канала, единичный расход и глубина потоков, составляющих первые пáры, равны нулю, тогда как для потоков вторых пар они больше нуля.

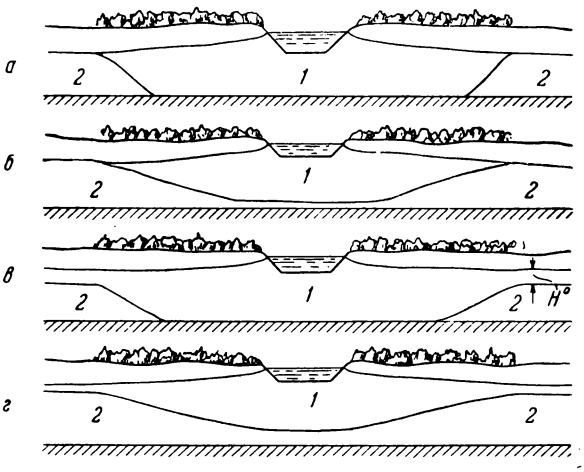


Рис. 1.

Потоки, составляющие каждую из указанных пар, отличаются друг от друга тем, что под дном канала один из потоков заполняет водоносную толщу до водоупора (рис. 1, *а*, 1, *в*, 2, *а*, 2, *в*), а под другим находится более тяжелая — соленая вода (рис. 1, *б*, 1, *г*, 2, *б*, 2, *г*).

Пользуясь выведенными в настоящей работе формулами, можно рассчитать любой из восьми потоков, изображенный на рис. 1 и 2, при равномерном (рис. 3,*а*) и неравномерном (рис. 3,*б*) расходовании грунтовой воды (на питание растений, в частности и при прерывном (по длине потреблении ее (рис. 3,*в*).

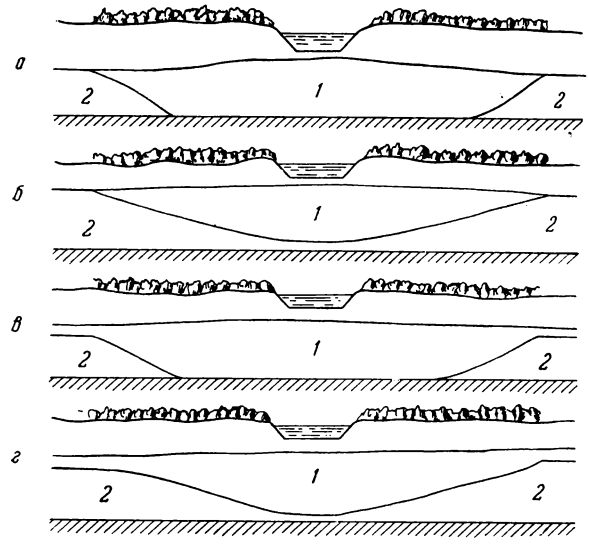


Рис. 2.

Так как ширина лесозащитных полос вдоль крупных ирригационных каналов, как правило, больше мощности водоносной толщи, то рассматриваемые пресные потоки вытянуты в длину.

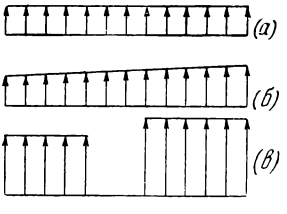


Рис. 3.

Поэтому при исследовании фильтрации пресных вод в однородных толщах и в толщах с нерезко выраженной неоднородностью по вертикали вне зоны, непосредственно прилегающей к каналу, можно пренебрегать вертикальными составляющими скоростей фильтрации, что нами и будет сделано. Исходя из того же соображения, длины струек вне указанной зоны будем считать равными длинам их горизонтальных проекций.

Условие по контуру пресная — соленая вода

Так как соленая вода, как условлено выше, находится в покое, то в скважинах, пробуренных во вмещающих ее породах, уровни воды устанавливаются в одной плоскости. Эту плоскость примем за плоскость отсчета (сравнения) напоров. Связь между глубиной потока пресной воды и глубиной погружения контакта пресная — соленая вода под плоскость отсчета напоров устанавливается из следующих простых соображений. Учитывая, что давления на единицу площади контакта со стороны пресных и соленых вод равны, можем написать (рис. 4):

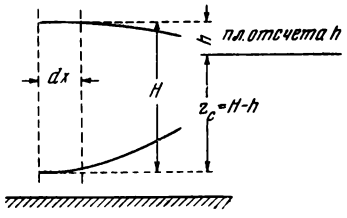


Рис. 4.

$$H\gamma = z_c\gamma_c, \tag{1}$$

где H — глубина потока;

z_c — глубина погружения контакта под плоскостью отсчета напоров;

γ, γ_c — объемные веса пресных и соленых вод. Отсюда

$$H = \frac{\gamma_c}{\gamma} z_c, \tag{2}$$

или, иначе,

$$H = \frac{\rho_c}{\rho} z_c, \tag{3}$$

где ρ и ρ_c — плотности пресных и соленых вод.

Искомая зависимость получена.

Так как напор потока (см. рис. 4)

$$h = H - z_c, \tag{4}$$

то из формулы (3) находим, что

$$h = \frac{\rho_c - \rho}{\rho} z_c. \tag{5}$$

Формула, связывающая h и H, получается в результате деления выражения (5) на выражение (3) и последующих элементарных преобразований:

$$h = \frac{\rho_c - \rho}{\rho_c} H, \tag{6}$$

В тех случаях, когда в конце полосы глубина потока равна нулю (рис. 1,*а*, 1,*б*, 2,*а*, 2,*б*), плоскость отсчета напоров совпадает со свободной поверхностью соленых вод. Если глубина потока в конце полосы не равняется нулю, то положение плоскости отсчетов может быть найдено из вытекающей из выражения (3) следующей формулы:

$$z_c^0 = \frac{\rho}{\rho_c} H^0. \tag{7}$$

где H^0 — глубина пресного потока в конце полосы (см. рис. 1,*в*);

z_c^0 — превышение плоскости отсчета напоров над контактом пресная — соленая вода в конце полосы.

Поток пресных вод, контактирующихся на всем пути фильтрации с соленой водой. Проведем в исследуемом потоке два сечения на расстоянии dx одно от другого (см. рис. 4). Нетрудно видеть, что

$$dq = w dx, \tag{8}$$

где dq — приращение расхода потока на длине dx (т. е. при переходе от левого сечения к правому); w — приток или отток воды через свободную поверхность пресного потока, отнесенные к квадратной единице ее горизонтальной проекции; приток воды (питание потока) считается положительной величиной, а отток (на транспирацию) — отрицательной; $w = f(x)$.

Единичный расход потока в каком-либо сечении (см. рис. 4)

$$q = -\int_{-(H-h)}^{h} \frac{dh}{dx} k\,dz = -\frac{dh}{dx}\int_{-(H-h)}^{h} k dz, \tag{9}$$

где x, z — координаты; начала координат лежат на плоскости отсчета напоров;

$-k\frac{dh}{dx}$ — составляющая скорости фильтрации по горизонтали.

Входящая в формулу (9) производная $\frac{dh}{dx}$ есть величина постоянная в пределах одного сечения и как таковая вынесена за знак интеграла (постоянство ее вытекает из постоянства напоров в пределах одного сечения, которое, в свою очередь, является следствием равенства нулю вертикальной составляющей скорости фильтрации).

Возьмем функцию

$$\Phi = \int_{0}^{h}(z-h)\,k dz + \frac{\rho-\rho_c}{\rho}\int_{\frac{\rho}{\rho-\rho_c}h}^{0}\left(z - \frac{\rho}{\rho-\rho_c}h\right)k dz. \tag{10}$$

Функция Ф впервые нами была опубликована в 1947 г. [2]. Как увидим ниже, выражение q через Ф имеет очень простой вид.

Продифференцируем ее по h. Как известно [4],

$$\frac{d}{dy}\int_{x_1}^{x_2} f(x, y)\,dx = \int_{x_1}^{x_2}\frac{\partial f(x, y)}{\partial y}dx + f(x_2, y)\frac{dx_2}{dy} - f(x_1, y)\frac{dx_1}{dy}, \tag{11}$$

где x_1, x_2, $f(x, y)$ являются функциями y.

Два последних члена выражения (11) для интегралов, входящих в формулу (10), равны нулю. Поэтому

$$\frac{d\Phi}{dh} = -\int_{0}^{h} k dz - \int_{\frac{\rho}{\rho-\rho_c}h}^{0} k\,dz = -\int_{\frac{\rho}{\rho-\rho_c}h}^{h} k dz. \tag{12}$$

Так как согласно формулам (4) и (5)

$$z_c = H - h = \frac{\rho}{\rho_c - \rho}h, \tag{13}$$

го окончательное выражение $\frac{d\Phi}{dh}$ имеет следующий вид:

$$\frac{d\Phi}{dh} = -\int_{-(H-h)}^{h} k dz. \tag{14}$$

Производная функции Ф по x, очевидно, равна

$$\frac{d\Phi}{dx} = \frac{d\Phi}{dh}\frac{dh}{dx} = -\frac{dh}{dx}\int_{-(H-h)}^{h} k dz. \tag{15}$$

Сравнивая формулы (9) и (15), видим, что

$$q = \frac{d\Phi}{dx}. \tag{16}$$

Принимая во внимание зависимость (16), формулу (8) можем представить в следующем виде:

$$\frac{d^2\Phi}{dx^2} = w. \tag{17}$$

Интегрируя последнее уравнение, находим [4]:

$$\Phi = \int_0^x (x - t)\, w dt + Cx + D = F + Cx + D, \tag{18}$$

где t — переменная интегрирования; w также выражается через t, как и через x. Через F обозначен интеграл $\int_0^x (x - t)\, w dt$.

Обозначим функцию Φ при $x = 0$ через Φ_1, а функции Φ и F при $x = L$ — через Φ_2 и F_2. Подставляя их в формулу (18), последовательно получаем:

$$\Phi_1 = D; \tag{19}$$

$$\Phi_2 = F_2 + CL + D. \tag{20}$$

Формула (19) дает значение постоянной D. Постоянная C определяется из формулы (20) после подстановки в нее постоянной D:

$$C = \frac{\Phi_2 - \Phi_1 - F_2}{L}. \tag{21}$$

Подставляя в формулу (18) значения постоянных C и D, получаем окончательно:

$$\Phi = F + \Phi_1 \frac{L - x}{L} + \Phi_2 \frac{x}{L} - F_2 \frac{x}{L}. \tag{22}$$

Выражение q согласно формуле (16) получается дифференцированием Φ (22) по x, а именно

$$q = \int_0^x w dt + \frac{\Phi_2 - \Phi_1 - F_2}{L}, \tag{23}$$

где t — переменная интегрирования, w так же зависит от t, как и от x.

Проанализируем выражение функции (10). Учитывая зависимость (13), перепишем формулу (10) следующим образом:

$$\Phi = \int_0^h (z - h)\, k dz + \frac{\rho - \rho_c}{\rho} \int_{-(H-h)}^{0} [z + (H - h)]\, k dz. \tag{24}$$

Нетрудно видеть (рис. 5), что абсолютная величина первого интеграла выражения (24) равна статическому моменту той части эпюры коэффициентов фильтрации, которая расположена над плоскостью отсчета напоров, взятому относительно свободной поверхности. Аналогично

этому второй интеграл выражения (24) равен статическому моменту той части эпюры коэффициентов фильтрации, которая расположена под плоскостью отсчета напоров, взятому относительно поверхности контакта пресная — соленая вода.

Для обычно встречающихся в расчетной практике случаев, когда не однородная по вертикали толща представлена несколькими однородными по водопроницаемости слоями, формула (24) может быть записана следующим образом:

$$\Phi = -[k_1 a_1 (h - z_1) + k_2 a_2 (h - z_2) + \cdots + k_n a_n (h - z_n)] - \frac{\rho_c - \rho}{\rho}[k'_1 a'_1 (z_c - z'_1) + k'_2 a'_2 (z_c - z'_2) + \cdots + k'_m a'_m (z_c - z'_m)], \quad (25)$$

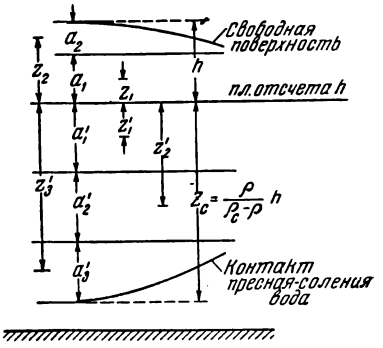


Рис. 5.

где h — ордината свободной поверхности в рассматриваемом сечении, измеренная от плоскости отсчета напоров;

k, a — коэффициенты фильтрации мощности слоев части водоносной толщи, расположенной над плоскостью отсчета напоров;

z — расстояние от плоскости отсчета напоров до середины мощности обводненных слоев, залегающих выше этой плоскости;

z_c — погружение под плоскость отсчета напоров (в рассматриваемом сечении) поверхности контакта пресная — соленая вода;

k', a' — коэффициент фильтрации и мощности слоев части толщи с пресными водами, расположенной ниже плоскости отсчета напоров;

z' — расстояние от плоскости отсчета напоров до середины мощности слоев, залегающих ниже этой плоскости и обводненных пресными водами;

n — количество обводненных слоев, расположенных выше плоскости отсчета напоров;

m — количество слоев, расположенных ниже плоскости отсчета напоров и обводненных пресными водами.

В расчетную формулу входят все слои, обводненные в рассматриваемом сечении пресной водой.

Если верхний из этих слоев обводнен не полностью, то за мощность его принимается мощность его обводненной части, а z берется до середины этой части слоя. Аналогично следует поступить в отношении нижнего из указанных слоев, если он неполностью обводнен пресными водами. Слой, расположенный частично выше плоскости отсчета напоров, а частично ниже ее, следует рассматривать как два слоя (с одним и тем же коэффициентом фильтрации), один из которых расположен выше, а другой — ниже этой плоскости.

Функции Φ_1 и Φ_2, являющиеся частными значениями функции Φ, также подсчитываются по формулам (24) и (25).

Выражение F [см. формулу (18)] аналогично первому интегралу формулы (24), и абсолютная величина его равна статическому моменту эпюры w относительно сечения с абсциссой x.

В обычно встречающихся на практике случаях верхняя граница эпюры транспирации может быть представлена в виде ломаной линии, состоящей из прямолинейных отрезков. При определении статического момента такого вида эпюры последнюю удобнее разбить на прямоугольники и прямоугольные треугольники (рис. 6). Статический момент

$$F = f_1 p_1 + f_2 p_2 + \cdots + f_n p_n, \tag{26}$$

где f — площадь отдельных фигур (прямоугольников и прямоугольных треугольников), на которые разбивается эпюра;

p — расстояние центров тяжести этих фигур от сечения, для которого подсчитывается F (как известно, в прямоугольнике центр тяжести находится в среднем его сечении, а в прямоугольном треугольнике он отстоит от вертикального катета на одну треть горизонтального катета);

n — количество фигур, на которые разбивается эпюра w.

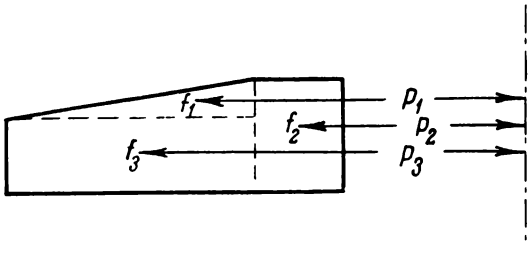


Рис. 6.

Интеграл $\int_0^x w\,dt$ [см. формулу (23)] равен площади эпюры w на участке от нуля до x.

Поток пресных вод, заполняющих водоносную толщу под дном канала до подстилающего ее водоупора. Найденные выше зависимости получены для потока со свободной поверхностью, ограниченного снизу контактом пресная — соленая вода.

Но так как водонепроницаемую породу можно рассматривать как породу с $k = 0$, то эти зависимости (за указанным ниже исключением) будут действительны также и в том случае, когда нижней границей потока частично является горизонтальная поверхность водонепроницаемой породы (см. рис. 1, *а*, 1, *в*, 2, *а*, 2, *в*).

Следует отметить, что при применении выведенных формул в этом случае приходится считать, что на участках, где нижней границей пресного потока является поверхность водонепроницаемой породы, контакт пресная — соленая вода расположен внутри водонепроницаемой породы. Такое представление о положении этого контакта, строго говоря, не противоречит физике явления, так как всякая водонепроницаемая порода, находящаяся ниже уровня подземных вод, обводнена, и, следовательно, в ней может находиться как пресная, так и соленая вода.

Формулы настоящей работы не применимы к тем участкам потока, в пределах которых, несмотря на отсутствие соленой воды, $\frac{\rho_c - \rho}{\rho} h$ меньше T, а также к потокам с такого рода участками. (Здесь T — разность отметок плоскости отсчета напоров и верхней поверхности водонепроницаемой породы, подстилающей толщу, в которой содержится исследуемый поток.) В рассматриваемых нами случаях это исключение невозможно.

Особенности фильтрации вблизи канала с незаиленным дном. Выведенные выше формулы получены для потока, струйки которого слабо наклонены к горизонту. В связи с этим не учитывалась вертикальная составляющая скорости фильтрации. При отсутствии заиления канала (см. рис. 1) направление струек у его дна близко к вертикальному и, следовательно, не удовлетворяет условию, принятому в выполненном исследовании. Поэтому возникает необходимость в критерии для суждения о степени пригодности полученных нами решений для потока из канала с незаиленным дном.

Согласно нашим исследованиям (3), в случае симметричного пресного потока в однородной толще при малой глубине канала по сравнению с мощностью обводненного им грунта дополнительные потери напора, связанные с резким отклонением струек от горизонтального направления, могут быть определены по следующей приближенной формуле:

$$\Delta h = \frac{q_1}{\pi k}\left[\operatorname{Arc\,h}\frac{1}{th\,\frac{\pi}{2}\cdot\frac{B}{M}} + \ln 2\left(1 + \frac{1}{th\,\frac{\pi}{2}\cdot\frac{B}{M}}\right)\right], \qquad (27)$$

где q_1 — количество воды, фильтрующейся из канала в сторону одной лесозащитной полосы, отнесенное к единице ширины потока;

B — ширина канала по урезу воды;

M — мощность обводненной пресными водами толщи, считая от уровня воды в канале;

k — коэффициент фильтрации.

Если глубина канала близка к мощности толщи, обводненной пресным потоком, то рассматриваемые дополнительные потери будут несколько меньше получающихся по формуле (27).

Формула (27) может быть использована для оценки вероятной ошибки расчета, вызванной неучетом большого наклона струек к горизонту в зоне, прилегающей к каналу.

Выражение функции Ф при однородной толще. Если толща однородна и обводняющийся пресный поток контактирует в рассматриваемом сечении с соленой водой, то согласно формуле (25)

$$\Phi = -k\frac{h^2}{2} - \frac{\rho_c - \rho}{\rho} k \frac{\left(\frac{\rho}{\rho_c - \rho} h\right)^2}{2} = -\frac{\rho_c}{\rho_c - \rho} k \frac{h^2}{2}. \qquad (28)$$

Если пресный поток, обводняющий однородную толщу, заполняет последнюю до подстилающего ее водоупора, то

$$\Phi = -k\frac{h^2}{2} - \frac{\rho_c - \rho}{\rho} kT\left(\frac{\rho}{\rho_c - \rho} h - \frac{T}{2}\right), \qquad (29)$$

где T — мощность части водоносной толщи, находящейся под плоскостью отсчета напоров. T равно разности отметок плоскости отсчета напоров и верхней поверхности водоупора, подстилающего водоносную толщу.

Естественные подземные воды — пресные. Так как в выполненном исследовании не было сделано ограничений в отношении величины плотности соленой воды и глубины пресных вод на крае полосы, удаленном от канала, то, воспользовавшись выведенными выше формулами, нетрудно получить решение для случая, когда естественные подземные воды — пресные.

Будем считать глубину соленых вод на крае полосы как угодно малой, а плотность их — бесконечно большой. В силу первого условия плоскостью отсчета напоров будет верхняя поверхность водоупора.

Из формулы (24) получаем следующее выражение Ф для случая, когда соленые воды отсутствуют:

$$\Phi = \int_0^h (z - h)\, k\, dz. \tag{30}$$

Формула (30) была впервые опубликована в нашей работе в 1946 г. [1].

Полученные выше выражении q и Ф (22), (23), очевидно, будут действительны и в рассматриваемом случае.

При однородной толще формула (30) переходит в следующую:

$$\Phi = -k\frac{h^2}{2}. \tag{31}$$

Частный случай фильтрации в однородной толще. Рассмотрим пресный поток однородной толщи, условия фильтрации которого следующие: канал не заилен, фильтрационная вода расходуется на транспирацию равномерно, глубина потока и значение его q под краем полосы, удаленным от канала (в конце полосы), равны нулю.

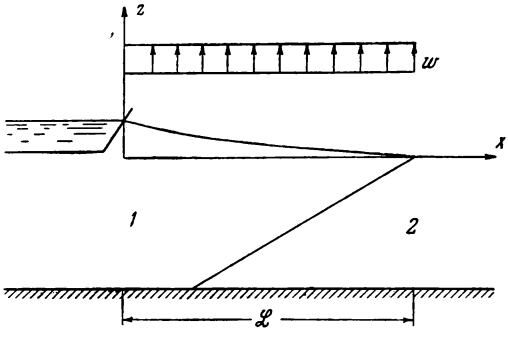


Рис. 7.

Расположим начало координат в вертикальной плоскости, проходящей через урез воды в канале, и будем рассматривать правую часть потока (рис. 7).

Для случая, когда q под краем полосы, удаленном от канала, равно нулю и транспирация равномерна, из формулы (23) получаем

$$0 = wL + \frac{\Phi_2 - \Phi_1 - F_2}{L}. \tag{32}$$

Отсюда

$$\frac{\Phi_2 - \Phi_1 - F_2}{L} = -wL. \tag{33}$$

Так как в рассматриваемом случае глубина потока, а следовательно, и Ф в конце полосы равны нулю, то из формулы (33) вытекает, что

$$\frac{-\Phi_1 - w\frac{L^2}{2}}{L} = -wL \tag{34}$$

и, следовательно,

$$\Phi_1 = w\frac{L^2}{2}. \tag{35}$$

Подставляя выражения (33) и (35) в формулу (22) и (23), последовательно находим:

$$\Phi = w\frac{x^2}{2} + w\frac{L^2}{2} - wLx = \frac{w}{2}(L-x)^2; \tag{36}$$

$$q = wx - wL = -w(L-x). \tag{37}$$

Для участка, где пресный поток контактуется с солеными водами, согласно формулам (28) и (36), получаем

$$-\frac{\rho_c}{\rho_c - \rho} k \frac{h^2}{2} = \frac{w}{2}(L-x)^2. \tag{38}$$

Отсюда

$$h = \sqrt{-\frac{w}{k}\frac{\rho_c - \rho}{\rho_c}(L-x)}. \tag{39}$$

Из формулы (39) следует, что свободная поверхность в пределах рассматриваемого участка является плоскостью. Так как согласно формуле (5) h и z_c связаны постоянным множителем, то и контакт пресная — соленая вода также имеет вид плоскости.

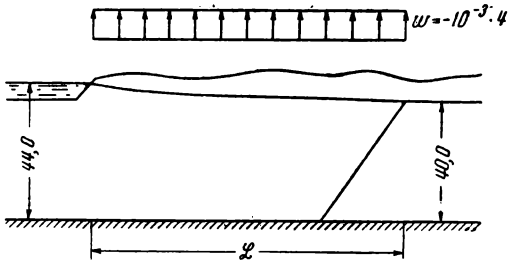


Рис. 8.

1-й пример. Рассчитаем пресный поток под лесозащитными полосами по следующим данным: естественные подземные воды засолены, плотность их $\rho_c = 1{,}02$; мощность обводненной ими толщи — 40 м, коэффициент фильтрации ее — 2 м/сутки; канал не заилен, уровень воды в нем на 4 м выше естественного уровня подземных вод; поток симметричен; транспирацию растениями можно считать равномерной и равной 0,004 м/сутки; единичный расход и глубина потока пресных вод под краем полосы, удаленным от канала, равны нулю (рис. 8).

Контакт пресные — соленые воды будет подходить к поверхности водоупора в сечении, где напор согласно формуле (5) равен

$$40{,}0\,\frac{1{,}02-1{,}00}{1{,}00} = 0{,}8\text{ м}.$$

Так как напор воды в канале больше 0,8 м, то водоносная толща под каналом будет насыщена пресной водой до водоупора.

Функция Φ_1 у уреза канала согласно формуле (29) равна

$$\Phi_1 = -2{,}00\,\frac{4{,}00^2}{2} - \frac{1{,}02-1{,}00}{1{,}00}\,2{,}0\times 40{,}0\left(200 - \frac{40{,}0}{2}\right) = -304\text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Здесь

$$\frac{\rho}{\rho_c - \rho}h = \frac{1{,}00}{1{,}02-1{,}00}\,4{,}00 = 200\text{ м}.$$

Учитывая, что транспирация имеет обратный знак по сравнению с инфильтрацией, из формулы (35) получаем

$$304 = 0{,}004\,\frac{L^2}{2},$$

где L — ширина полосы по одну сторону канала. Отсюда $L = 390$ м, следовательно, полная ширина облесения $2L = 780$ м.

Подсчитаем расход воды на питание 1 км полосы. Так как транспирация растениями равна 0,004 м/сутки, то искомая величина равна

$$0{,}004 \times 780 \times 1000 = 3120 \text{ м}^3\text{/сутки} = 0{,}036 \text{ м}^3\text{/сек}.$$

В выполненном расчете не учитывались потери напора, связанные с особенностями движения пресного потока в зоне, прилегающей к каналу. Подсчеты показывают, что согласно формуле (27) при ширине канала 80 м эти потери меньше 0,35 м, т. е. менее 8,5% от превышения уровня воды в канале над уровнем естественных грунтовых вод. Такими потерями напора можно пренебречь, учитывая малую точность w.

Определим положение сечения, где контакт пресная — соленая вода подходит к водоупору, подстилающему водоносную толщу.

Согласно произведенным ранее подсчетам, напор в этом сечении равен 0,80 м. Подставляя значение его в формулу (39), находим:

$$0{,}80 = \sqrt{\frac{0{,}004}{2{,}0} \cdot \frac{1{,}02-1{,}00}{1{,}02}(L - x)}.$$

Отсюда

$$L - x = 127 \text{ м},$$

следовательно,

$$x = 390 - 127 = 263 \text{ м}.$$

2-й пример. Подсчитаем ширину лесозащитной полосы по следующим данным: естественные подземные воды засолены; плотность их $\rho^c = 1{,}04$; мощность обводнения толщи — 30 м; коэффициент фильтрации ее — 3 м/сутки; транспирация растениями у ближайшего к каналу края полосы составляет 0,0015 м/сутки, у удаленного — 0,0010 м/сутки; превышение уровня воды в канале над уровнем естественных подземных вод равно 5 м; канал не заилен, поток пресных вод — симметричен; единичный расход и глубина его под краем полосы, удаленным от канала, равны нулю (рис. 9).

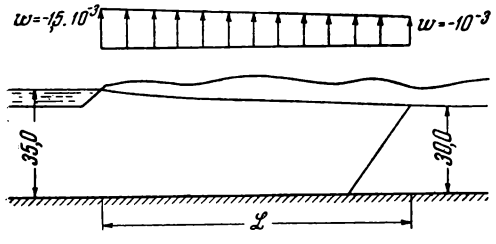


Рис. 9.

Контакт пресные — соленые воды подходит к поверхности водоупора, подстилающего водоносную толщу, в сечении, где напор равен [см. формулу (5)]

$$30{,}0\,\frac{1{,}04-1{,}00}{1{,}00} = 1{,}20 \text{ м}.$$

Так как напор воды в канале равняется 5,00 м и, следовательно, больше 1,20 м, то водоносная толща под каналом будет насыщена пресной водой до водоупора.

Функция Φ_2 потока пресных вод в конце полосы (так же как глубина потока) равна нулю. Значение Φ_1 у уреза воды в канале согласно формуле (29) равно

$$\Phi_1 = -3{,}00 \times \frac{5{,}00^2}{2} - \frac{1{,}04-1{,}00}{1{,}00}\,3{,}00 \times 30{,}0\left(125{,}0 - \frac{30{,}0}{2}\right) = -434 \text{ м}^3\text{/сутки}.$$

Здесь

$$\frac{\rho}{\rho_c - \rho}\,h = \frac{1{,}00}{1{,}04-1{,}00}\,5{,}00 = 125{,}0 \text{ м}.$$

Функция F_2 в рассматриваемом случае равняется

$$F_2 = -0{,}001\frac{L^2}{2} - 0{,}0005\frac{L}{2}\cdot\frac{2L}{3} = -0{,}000667\,L^2.$$

Учитывая, что расход (дебит) пресных вод в конца полосы должен равняться нулю, из формулы (23), приняв в ней $q = 0$, $x = L$, получаем

$$0 = -\frac{0{,}0015 + 0{,}0010}{2}L + \frac{434 + 0{,}000367\,L^2}{L},$$

что дает

$$434 = 0{,}000583\,L^2.$$

Отсюда

$$L = 863 \text{ м},$$

и, следовательно, полная ширина облесения

$$2L = 1726 \text{ м}.$$

Применение результатов исследований

В приведенных примерах, пользуясь выведенными формулами, мы рассчитали пресный грунтовый поток под лесозащитными полосами, применительно к следующим условиям: 1) рассчитываемый поток пресных вод симметричен относительно канала; 2) дно канала не заилено; 3) глубина потока под краем полосы, удаленным от канала, равна нулю.

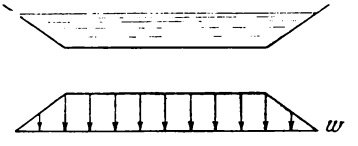


Рис. 10.

В том случае, когда дно канала заилено и свободная поверхность не примыкает к каналу, остальные же два условия (первое и третье) соблюдаются (см. рис. 2), расчет потока пресных вод отличается от выполненного во втором примере главным образом тем, что в этом случае: а) известной величиной является не напор пресного потока в сечении, проведенном через урез воды в канале, а единичный расход его q в плоскости симметрии потока (здесь $q = 0$); б) питание потока фильтрационной водой выражается некоторой эпюрой (рис. 10). Ординаты последней подсчитываются по формуле

$$w = \frac{H_\text{ф}}{a}k_a,$$

где a, k_a — толщина заиленного слоя грунта и коэффициент фильтрации его;

$H_\text{ф}$ — напор, под которым вода фильтруется через заиленный слой.

Если уровень естественных засоленных грунтовых вод располагается за пределами глубины, достигаемой корневой системой растений, то возникает необходимость в подъеме уровня пресных вод под краем полосы, удаленным от канала (см. рис. 1, *в*, 1, *г*, 2, *в*, 2, *г*).

В этих случаях расчет производится так же, как и в ранее рассмотренных, необходимо только учитывать, что упомянутые глубина и единичный расход потоков, изображенных на рис. 1, *в*, 1, *г*, 2, *в* и 2, *г*, не равны нулю.

Несколько сложнее обстоит дело с величинами самих глубины и расхода (в конце рассматриваемых потоков), так как последние должны устанавливаться в результате анализа общей картины движения грунтовых вод в районе трассы канала.

Дополнительные замечания

Установившемуся движению потока пресных вод, исследованному в настоящей работе, предшествует период неустановившегося движения его, в течение которого пресные подземные воды отжимают естественные соленые воды и частично занимают их место. При этом замещении к пресным водам примешивается соленая вода, оставшаяся в породе. В результате на контакте рассматриваемых вод образуется слой, по минерализации являющийся переходным от пресной воды к соленой. Этот слой в течение периода неустановившегося движения будет выноситься из-под лесозащитной полосы и в основном заместится пресной водой к моменту наступления установившегося движения. Некоторая размытость контакта пресная — соленая вода будет, конечно, наблюдаться и при установившемся движении.

В связи с вытеснением соленых вод и переходного слоя фильтрующейся из канала водой, уровень подземных вод за пределами полосы несколько повысится. В тех случаях, когда вся фильтрующаяся из канала вода транспирируется лесными насаждениями, этот подъем с прекращением указанных процессов вытеснения будет постепенно уменьшаться и приближаться (в рассматриваемых здесь условиях) к нулю.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди задач, решение которых поставлено в порядок дня, почетное место в гидрогеологии занимает исследование пресных подземных потоков в условиях наличия соленых грунтовых вод. В настоящей работе этот вопрос решается применительно к прогнозу установившегося течения пресного потока под лесозащитными полосами вблизи крупных ирригационных каналов. Особенность выполненной работы заключается в том, что в ней с гидрогеологических позиций устанавливаются размеры лесозащитных полос, при которых в условиях установившегося течения можно избежать засоления почвы, связанного с фильтрацией воды из канала.

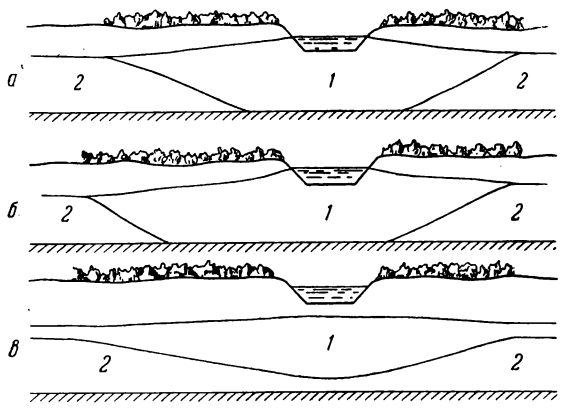


Рис. 11.

Решение получено для симметричных потоков, фильтрующихся из каналов, направление трасс которых близко к направлению течения грунтовых вод до строительства канала. Полученные формулы действительны при заиленном и незаиленном дне канала, при однородной толще и при толще с нерезко выраженной неоднородностью по вертикали, при равномерной и неравномерной транспирации растениями.

Установленные зависимости справедливы также для случая, когда естественные грунтовые воды — пресные.

Эти зависимости распространяются также на следующие случаи несимметричного пресного потока, контактирующего с неподвижной соленой водой: 1) когда поток заполняет водоносную толщу под каналом до водоупора и напоры соленых вод по обе стороны канала одинаковы (рис. 11, *а*); 2) когда поток заполняет водоносную толщу под каналом до

водоупора и напоры соленых вод по разные стороны канала различны (рис. 11,*б*); 3) когда поток не заполняет водоносную толщу под каналом до водоупора, ниже которого находятся соленые воды с постоянным напором (рис. 11, *в*).

Полученные формулы позволяют рассчитать ширину полос, расходы и скорости потоков, свободную поверхность и контакт пресной и соленой воды.

Необходимо отметить, что найденные в наших расчетах значения ширины лесозащитных полос значительно превышают обычно рекомендуемую их (по другим соображениям) величину. В связи с этим может возникнуть необходимость в комбинированном дренировании подземных вод: лесозащитными полосами и искусственными сооружениями (дренами), однако этот вопрос нами будет рассмотрен в другой работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гиринский Н. К. Комплексный потенциал потока со свободной поверхностью в пласте относительно малой мощности при $k = f(z)$. Докл. АН СССР, т. 51, № 5, 1946.
2. Гиринский Н. К. Комплексный потециал потока пресных вод со слабо наклонными струйками, фильтрующего в водопроницаемой толще морских побережий. Докл. АН СССР, т. 58, № 4, 1947.
3. Гиринский Н. К. Некоторые вопросы динамики подземных вод. «Гидрогеология и инженерная геология». Сб., № 9, 1947.
4. Смирнов В. И. Курс высшей математики, т. I—IV. Гостехтеоретиздат, 1953.

Н. А. ПЛОТНИКОВ

О ТЕОРЕТИЧЕСКОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ДАВЛЕНИЯ В СЖИМАЕМОЙ КАПЕЛЬНОЙ ЖИДКОСТИ

В данной статье рассматривается вопрос об определении давления в сжимаемой жидкости (вода, рассолы и др.), не освещенный в литературе.

Для несжимаемой жидкости полное гидростатическое давление p на глубине h при гидростатическом давлении на поверхности жидкости p_0 и объемном весе γ будет определяться из основного уравнения гидростатики:

$$p = p_0 + \gamma h, \tag{1}$$

где γh — избыточное гидростатическое давление.

Если же жидкость принять сжимаемой (малосжимаемой), то по мере увеличения глубины h будет увеличиваться объемный вес γ.

Напишем уравнение изменения давления в дифференциальной форме для сжимаемой жидкости при изотермическом режиме

$$dp = -\gamma_z dz, \tag{2}$$

где γ_z — объемный вес на глубине z — является также зависящим от этой глубины z.

Связь изменения объема и давления жидкости довольно точно выражается следующим уравнением:

$$V_z = V_0[1 - \alpha(p_z - p_0)], \tag{3}$$

где V — объем жидкости на глубине z;

V_0 — объем жидкости у свободной ее поверхности;

α — коэффициент сжимаемости жидкости (или коэффициент объемного упругого расширения);

p_z — давление на глубине z;

p_0 — давление на свободной поверхности жидкости.

Изменение объема жидкости связано с объемным весом ее также и следующим уравнением:

$$V_z\gamma_z = V_0\gamma_0, \tag{4}$$

где γ_0 и γ_z — соответствующие объемные веса жидкости у поверхности ее и на глубине z.

Из уравнения (4) следует, что

$$\frac{V_z}{V_0} = \frac{\gamma_0}{\gamma_z}.$$

Тогда, подставив в уравнение (3) $\frac{\gamma_0}{\gamma_z}$ вместо $\frac{V_z}{V_0}$, получим

$$\gamma_z = \frac{\gamma_0}{1 - \alpha (p_z - p_0)}. \tag{5}$$

Обозначая разность давлений $p_z - p_0$ через p, получаем

$$\gamma_z = \frac{\gamma_0}{1 - \alpha p}. \tag{6}$$

Подставляя значение γ_z из уравнения (6) в уравнение (2), получаем

$$dp = -\frac{\gamma_0}{1 - \alpha p} dz. \tag{7}$$

Величина, обратная коэффициенту сжатия жидкости, называется модулем упругости жидкости. Обозначим этот модуль через ε. Тогда

$$\frac{1}{\varepsilon} = \alpha.$$

Подставим в формулу (7) $\frac{1}{\varepsilon}$ вместо α:

$$dp = -\frac{\gamma_0}{1 - \frac{1}{\varepsilon} p} dz. \tag{8}$$

Разделим переменные и проинтегрируем от $p = p_0$ до $p = p_h$ и от $z = 0$ до $z = -h$, где p_0 — давление на свободной поверхности; p_h — давление на глубине h.

$$\int_{p=p_0}^{p=p_h} \left(1 - \frac{1}{\varepsilon} p\right) dp = -\gamma_0 \int_{z=0}^{z=-h} dz.$$

После интегрирования получим

$$p_h - p_0 - \frac{1}{2\varepsilon} p_h^2 + \frac{1}{2\varepsilon} p_0^2 = \gamma_0 h$$

или после преобразований

$$p_h^2 - 2\varepsilon p_h + 2\varepsilon \left(\gamma h + p_0 - \frac{p_0^2}{2\varepsilon}\right) = 0.$$

Решая это уравнение относительно p_h, получаем

$$p_h = \varepsilon \pm \sqrt{\varepsilon^2 - 2\varepsilon \left(\gamma_0 h + p_0 - \frac{p_0^2}{2\varepsilon}\right)}$$

или

$$p_h = \varepsilon\left(1 \pm \sqrt{1 - \frac{2\left(\gamma_0 h + p_0 - \frac{p_0^2}{2\varepsilon}\right)}{\varepsilon}}\right). \qquad (9)$$

При полученных опытным путем значениях модуля упругости воды и соответствующих величинах h уравнение (9) имеет два вещественных корня с положительным знаком. Физическое значение для поставленной задачи имеет корень

$$p_h = \varepsilon\left(1 - \sqrt{1 - \frac{2\left(\gamma_0 h + p_0 - \frac{p_0^2}{2\varepsilon}\right)}{\varepsilon}}\right). \qquad (10)$$

Если давление на свободной поверхности жидкости p_0 принять равным нулю, то

$$p_h = \varepsilon\left(1 - \sqrt{1 - \frac{2\gamma_0 h}{\varepsilon}}\right). \qquad (11)$$

Следует отметить, что в формулах (6), а следовательно, (10) и (11) объемный вес жидкости γ_z принят зависящим только от давления (при изотермическом режиме и без учета изменения ускорения силы тяжести).

В глубоких скважинах температура столба жидкости заметно изменяется с глубиной, и конечно, влияет на изменение модуля упругости воды.

В табл. 1 приводятся некоторые данные о величине модуля упругости с учетом изменения температуры воды и давления.

Таблица 1

Модуль упругости воды $\varepsilon_в$, кг/см²

Температура, °С	Давление, ат		
	10	40	80
0	19 000	19 500	19 800
10	19 700	20 500	21 200
20	20 200	21 200	22 170

Из данных табл. 1 видно, что модуль упругости воды зависит от давления и температуры.

Изменение объемного веса воды и рассолов в скважинах глубиной до 1—5 км в связи с изменением величины ускорения силы тяжести весьма невелико, и потому этим изменением можно пренебречь.

Для практических расчетов при изменении давления до 500 ат величину модуля упругости воды можно приближенно принимать равной 20 000—21 000 кг/см², для рассолов они составляют 25 000—45 000 кг/см².

При учете сжимаемости воды величина давления при столбе воды или рассола в 1000 м получается сравнительно с расчетом без учета сжимаемости больше всего примерно на 0,2%, т. е. на незначительную величину.

Однако следует иметь в виду, что при снижении давления воды или рассола в пласте может быть получен значительный объем жидкости для притока в скважину. Например, при пласте протяженностью 10 × 10 км²

при мощности пласта 50 м, коэффициенте водоотдачи 0,2 и модуле упругости жидкости $\frac{1}{20\,000}$ кг/см^2 в результате снижения пластового давления на 5 ат получим следующую величину освобождения объема воды:

$$10^2 \times 10^6 \times 50 \times 0{,}2 \times \frac{1}{20\,000} \times 5 = 250\,000 \text{ м}^3.$$

Это обстоятельство при откачках вызовет значительное отставание реакции понижения уровня по сравнению с расходом воды. Величина отставания, по данным наблюдений, достигает нескольких сот дней.

Кроме того, следует учесть, что при малых гидравлических уклонах подземных потоков рассолов как будто небольшая ошибка в определении пластового давления (в 0,2%, отмеченная выше) влечет за собой очень большую ошибку в определении гидравлического уклона.

В. А. ПРИКЛОНСКИЙ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВИДОВ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

ВСТУПИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вследствие высокой полярности дипольных молекул воды и гидрофильного характера минералов, особенно глинистых, между горными породами и природной водой в земной коре существует тесное взаимодействие Это взаимодействие выражается, в частности, в том, что минералы и горные породы всегда содержат то или иное количество воды, а природная жидкая вода всегда является раствором, составные части которого заимствованы из горных пород. Результатом этого взаимодействия является изменение свойств как горных пород, так и воды. В различной обстановке на разных этапах развития данного участка земной коры характер взаимодействия воды с горными породами различен. В соответствии с этим изменение свойств пород под действием воды также имеет различный характер. В частности, прочность их может понижаться или (реже) повышаться.

В зависимости от необходимости разрешения различных практических задач вода в горных породах изучается с различных точек зрения и при помощи различных методов (в минералогии, геохимии, гидрогеологии, почвоведении и т. п.).

Так, например, в гидрогеологии изучается преимущественно свободная подземная вода, способная сравнительно легко передвигаться в породах и вытекать из них под влиянием силы тяжести. Вода рассматривается при этом как полезное (или вредное) ископаемое.

В почвоведении непосредственный практический интерес представляет изучение взаимодействия почвенной влаги и корневой системы растений с целью определения оптимального водного режима почв и его регулирования для повышения урожайности.

В грунтоведении и инженерной геологии воду в земной коре мы должны рассматривать как важнейший фактор, влияющий на прочность пород и их поведение под сооружением. С этой точки зрения представляют интерес все формы и состояния воды в породах.

Воздействие воды на горные породы можно условно подразделить на следующие виды:

1) чисто механическое, проявляющееся в механической суффозии, гидродинамическом давлении, выпирании пород в котлованах, расширении трещин при замерзании в них воды и т. д.;

2) физическое, обнаруживающееся, например, во взвешивающем давлении (закон Архимеда), капиллярных явлениях и т. д.;

3) поверхностно-химическое и поверхностно-физическое (коллоидное), проявляющееся в разнообразных поверхностных явлениях, характерных для глинистых пород (ионный обмен, тиксотропные явления и др.);

4) химическое, приводящее к глубокой перестройке кристаллических решеток минералов, появлению новых их видов и новых горных пород с иными свойствами, а также к появлению природных водных растворов различного состава и разной степени минерализации.

О ВИДАХ И ФОРМАХ ВОДЫ В ПОРОДАХ

Имея в виду различные свойства воды в породах и изучая ее с различных точек зрения, можно по-разному подходить и к ее классификации. С инженерно-геологической точки зрения наибольший интерес представляет классификация воды в породах как фактора формирования и изменения физико-механических и физико-химических свойств пород.

Наибольшим распространением в советском грунтоведении, а также в гидрогеологии и почвоведении пользуется классификация А. Ф. Лебедева, впервые изучившего состояние и свойства воды в рыхлах — песчаных и глинистых — породах в 1918—1936 гг. [32].

А. Ф. Лебедев интересовался главным образом свойствами в о д ы, находящейся во взаимодействии с частицами породы. С излагаемой же точки зрения, как уже говорилось, более интересны свойства п о р о д в их взаимодействии с водой. А. Ф. Лебедев мало касался природы и механизма удерживания породой воды. Однако знание природы сил взаимодействия между частицами породы и водой необходимо для искусственного воздействия на эти силы и изменения таким путем свойств пород. В своих опытах А. Ф. Лебедев использовал главным образом пески, допуская, что поведение воды в глинах и песках одинаково. Тем самым он не учитывал роли при взаимодействии глинистых пород с водой коллоидно-химических факторов, практически отсутствующих в песках.

Наконец, А. Ф. Лебедев изучал главным образом равновесные состояния воды, уделяя меньше внимания ее движению и обусловливающим его силам. Ограниченность методологии А. Ф. Лебедева привела к тому, что многие из его положений сейчас вызывают справедливые возражения и не могут быть приняты (исключительно пленочный характер воды при максимальной молекулярной влагоемкости, игнорирование влияния среды на количество связанной воды в глинах и т. п.).

После А. Ф. Лебедева наиболее обстоятельные исследования поведения воды в почвах были проведены С. И. Долговым [16 — 19]. Целью исследований было изучение доступности для растений различных форм почвенной влаги, в частности в связи с искусственным орошением. Одновременно С. И. Долгов глубоко проанализировал природу водоудерживающей способности почв и законы передвижения воды в почвах. В отличие от А. Ф. Лебедева, в основу своих исследований С. И. Долгов совершенно правильно положил изучение видов воды в их движении. Это позволило ему дать интересную и значительно более обоснованную классификацию видов воды в почве, оценить значение различных почвенно-гидрологических констант, установить влияние на некоторые из них внешней среды, показать подвижность (например, гидросорбционной способности, влажности временного завядания и др.) или условность (например, максимальной молекулярной влагоемкости) некоторых из них.

Исследования С. И. Долгова явились дальнейшим значительным шагом вперед в познании форм передвижения воды в почвах и взаимодействия ее с минералами. Весьма важно отметить, что при постановке экспериментов и истолковании их результатов С. И. Долгов исходил из

марксистско-ленинской методологии, из принципов диалектического материализма. Это позволило ему правильно поставить экспериментальные исследования и истолковать их результаты. Однако некоторые выводы С. И. Долгова, несомненно, дискуссионны и даже спорны. Отметим только один из них.

В противоположность А. Ф. Лебедеву С. И. Долгов при объяснении механизма передвижения воды в почвах, несомненно, переоценил роль капиллярных (менисковых) сил и недооценил роли сил сорбционных. Правильно отметив умозрительность допущения Лебедева об исключительно пленочном характере связанной воды в почвах, С. И. Долгов принял за основу столь же мало обоснованную схему Ферслюиса о стыковом (пендулярном) и четочном (funикулярном) состоянии связанной воды.

Если принять концепцию С. И. Долгова о ничтожном количестве воды в почвах, связанной поверхностью почвенных частиц (немного более максимальной гигроскопичности), и о капиллярном характере всей остальной воды, удерживаемой почвой, нельзя будет объяснить многих явлений, таких, например, как впитывания водонасыщенной глиной дополнительного, иногда весьма значительного (например, в монтмориллонитовых глинах) количества воды, отчетливого влияния на процесс набухания глин концентрации внешнего раствора, весьма значительной (многие десятки метров) мощности в суглинистых породах зоны, характеризующейся влажностью «наименьшей влагоемкости» (по Коссовичу) и т. д. Применявшиеся С. И. Долговым при определении связанной воды растворы обладали очень высоким (свыше 1,5 ат) осмотическим давлением, значительно превосходящим обычно существующие в подземных водах. Естественно, что это приводило к малым количествам сорбционной воды. Как и А. Ф. Лебедев, С. И. Долгов не касался в своих исследованиях свойств почв при разных степенях увлажнения. Не изучался им и минералогический состав почв.

И. В. Поповым была предложена принципиальная схема влагоудержания в глинистых породах [34]. В отличие от С. И. Долгова и согласно взглядам А. Ф. Лебедева, И. В. Попов основной причиной влагоудержания в породах считает силы притяжения молекул воды поверхностью минеральных частиц. В соответствии с этим им были выделены: 1) химически связанная вода (хемадсорбированная), отвечающая гигроскопической воде А. Ф. Лебедева (при ее связывании выделяется тепло); 2) молекулярно-адсорбированная вода — в результате наличия дисперсионного эффекта (удерживается силой более 18 000 дин без посредства обменных катионов); 3) осмотически связанная вода как следствие гидратации ионов в двойном электрическом слое (индукционный и ориентационный эффекты); одна часть осмотически связанной воды удерживается силой 18 000 дин, другая — силой менее 18 000 дин. К последней категории воды И. В. Попов относит и капиллярно впитываемую воду. Сила 18 000 дин принята в качестве границы прочности водоудержания в породах на основании опытов А. Ф. Лебедева, С. И. Долгов справедливо считает эту границу условной, не отвечающей природе водоудержания связанной воды. Отметим, что разделение молекулярно адсорбированной и той части осмотически удерживаемой воды, которая связана силой более 18 000 дин, практически невозможно и имеет только чисто теоретическое значение, не поддаваясь экспериментальной проверке.

Исходя из всей суммы фактов, полученных до последнего времени о поведении воды в почвах и горных породах, следует считать, что ни пленочная, ни капиллярная гипотезы о природе связывания и передвижения воды в них порознь не могут считаться правильными. Наиболее плодо-

творным может быть путь, который не противополагает капиллярную и пленочную гипотезы, а диалектически сочетает их в зависимости от конкретных условий нахождения воды в породе.

Кроме рассмотренных, в советской литературе имеется весьма значительное число работ, посвященных исследованиям с разных точек зрения состояния и поведения воды в минералах, почвах и горных породах. Укажем лишь на некоторые из них, как представляющие наибольший интерес с точки зрения рассматриваемых здесь вопросов. Сюда относятся работы П. И. Андрианова [1], Д. С. Белянкина [2], В. И. Вернадского [3—4], Е. Н. Гапона [6], И. М. Горьковой [8], Б. В. Дерягина [9—14], М. М. Дубинина [20, 21], А. В. Думанского [23—25], Ф. Е. Колясева [28], П. А. Крюкова [29], П. А. Ребиндера [46—47], А. А. Роде [48], Е. М. Сергеева [51], В. Соболева [52], Н. А. Цытовича [54, 55], В. С. Шарова [57] и др.

Среди перечисленных работ наибольший интерес представляют сводное исследование П. И. Андрианова, посвященное связанной воде в грунтах, исследования Б. В. Дерягина о расклинивающем действии тонких пленок воды, П. А. Ребиндера о природе поверхностных явлений в суспензиях и коллоидных растворах, В. С. Шарова о природе взаимодействия глинистых пород с водой и водными растворами и монография А. А. Роде.

С инженерно-геологической точки зрения в земной коре целесообразно различать, прежде всего, связанную и свободную воду. И та, и другая влияет на прочность и поведение пород во взаимодействии с сооружением, но влияние это различно.

Связанная вода различных видов и форм находится в тесном взаимодействии с горными породами и удерживается в них силами, превышающими силу тяжести. По своим свойствам и поведению связанная вода в большей или меньшей степени сильно отличается от обычной жидкой воды. Как уже не раз отмечалось, наибольшее значение она имеет при изучении свойств глинистых пород, где количество ее может быть очень велико, а формы — весьма разнообразны. Но связанная вода обычно присутствует и во всех других породах и почвах в природных условиях их залегания.

Свободная вода, в отличие от связанной, при известных условиях может более или менее легко передвигаться в порах и пустотах пород под действием силы тяжести. Она, как известно, питает источники и добывается при помощи буровых скважин, колодцев и других выработок. Движение свободной воды вызывает растворение и разложение пород, их выщелачивание и цементацию, механическую суффозию и уплотнение, а также ряд других явлений.

Часть свободной воды неподвижна, будучи заключена в замкнутых порах и пустотах пород. Ее называют иммобилизованной водой.

Свободная вода в породах изучена значительно лучше, чем связанная; о составе и свойствах последней мы знаем еще очень мало. Ввиду преобладания глинистых пород в верхней части земной коры общее количество связанной воды в ней должно быть весьма велико. Можно думать, что оно непрерывно увеличивается с развитием осадочной оболочки Земли и увеличением в ней глинистых пород.

Кроме подразделения на связанную и свободную воду, с инженерно-геологической точки зрения важно учитывать и различное агрегатное состояние воды в порах и трещинах горных пород: твердое, жидкое и газообразное. Все эти формы воды также взаимно связаны друг с другом и переходят друг в друга, изменяя свойства пород.

СВЯЗАННАЯ ВОДА В ПОРОДАХ

Классифицировать связанную воду можно различно, учитывая разные ее свойства.

По сумме признаков с инженерно-геологической точки зрения можно выделять следующие виды связанной воды:

1) вода, принимающая участие в строении кристаллических решеток минералов, или, условно, вода внутри минералов;

2) вода, связанная поверхностью минералов;

3) вода, связанная капиллярными силами, развивающимися при наличии поверхности раздела вода — воздух различной кривизны, или капиллярная вода.

Следует еще раз подчеркнуть, что различные формы связанной воды обычно присутствуют в породах совместно. Кроме того, границы между отдельными видами воды часто нерезки. Они меняются в зависимости от условий взаимодействия воды с породой, в частности от ее минералогического и механического состава, химического состава растворенных в воде солей и т. п.

ВОДА ВНУТРИ МИНЕРАЛОВ

Воду внутри минералов иногда не совсем точно называют химически связанной водой. На различный характер ее связи с решеткой указывает, в частности, весьма различная температура выделения, меняющаяся от нескольких десятков до многих сотен градусов. Весьма интересную классификацию различных форм воды, связанной внутри решеток минералов, дал В. Соболев [52]. Его классификация (табл. 1) является дальнейшим развитием известных представлений Д. С. Белянкина [2] и В. И. Вернадского [4.]

Соболев выделяет следующие виды воды в минералах:

1) конституционную воду, присутствующую в решетке в виде ионов OH^- и H^{+1};

2) конституционно-кристаллизационную воду — переходный тип, присутствующую в решетке в виде гидроксония H_3O;

3) кристаллизационную воду, присутствующую в решетке в виде молекул H_2O и образующую кристаллогидраты анионного (в случае сильного основания и слабой кислоты) и катионного (в случае слабого основания и сильной кислоты) типов.

Выделение перечисленных типов воды из минералов сопровождается разрушением решетки и образованием нового минерала. Температура выделения, как правило, высокая, с эндотермическими остановками; исключением является вода в кристаллогидратах некоторых типов (особенно — катионных), в которых выделение воды начинается при низких температурах, часто близких к 0° С. Следующие типы воды выделяются без разрушения решетки, как правило, при более низких температурах, притом постепенно, по мере нагревания;

4) цеолитную воду, находящуюся в полостях минералов некоторых типов (твердый раствор В. И. Вернадского). Удаление ее не меняет объема минерала, отчего удельный вес его при этом уменьшается. Сходство ее с водой кристаллогидратов заключается в том, что для цеолитной воды существует предельное содержание, разное у различных минералов. Молекулы цеолитной воды занимают в кристаллической решетке определенное место. Количество цеолитной воды находится в подвижном равновесии с влажностью воздуха. Выделяется цеолитная вода в значительном интервале температур;

5) межплоскостную воду, которая характерна для глинистых минералов с подвижными и слоистыми решетками типа монтмориллонита.

Таблица 1

Кристаллохимическая классификация типов воды в кристаллах и твердых коллоидах

Тип и подтип воды	Форма нахождения в соединении	Тип соединения	Химическая характеристика	Термическое выделение
1. Конституционная вода	Ионы	Соли, кислоты и основания		В узком температурном интервале с разрушением кристаллической решетки
а)	OH^{-1}	Основные соли и основания	В солях слабых оснований	При $T = 300—1300°$
б)	H^{+1}	Кислые соли и кислоты	В солях сильных оснований	Обычно до 300°
в) (конст. — кристаллизационный подтип)	H_3O^{+1}	То же (соли оксония)	То же	
2. Кристаллизационная вода	Молекулы H_2O	Соли, кислоты и основания		До 500°
а)		Кристаллогидраты катионного типа	Соли слабых оснований и сильных кислот и кислоты	Большей частью до 300°, часто ступенчатое
б)		Кристаллогидраты анионного типа	Соли сильных оснований и слабых кислот и оснований	
в) Цеолитная вода (подтип)				В значительном температурном интервале без разрушения кристаллической решетки
3. Адсорбционная вода	Молекулы H_2O		Характерно непостоянство содержания	
а) Межплоскостная вода		Двухмерные коллоиды	Силикаты слабых оснований	Значительная часть при температуре до 110°, остальная — постепенно (иногда до 500°)
б) Вода коллоидов	Адсорбция на поверхности кристаллов и в трещинках	Твердые гели		
в) Гигроскопическая вода	То же			В основном при температуре до 110°

Содержание ее в минералах неопределенно и может быть очень большим Выделение сопровождается сжатием решетки, поглощение — ее расширением в определенном направлении. Ее можно рассматривать как разновидность адсорбционной воды. Температура выделения преимущественно низкая, но в отдельных случаях достигает несколько сот градусов.

Вода в составе минералов, изменяя структуру и объем решеток, тем самым влияет на прочность образуемых ими пород. В качестве примера можно привести хорошо известное развитие вторичной трещиноватости в породах при переходе ангидрита в гипс. Эта вода играет также большую роль в химическом выветривании минералов (образование гидратных соединений и т. п.), обычно сопровождающемся уменьшением прочности пород. Кроме того, низкотемпературная вода в составе минералов, выделяющаяся при температурах ниже 100° С, должна увеличивать абсолютную и относительную влажность пород при существующем в инженерно-геологической практике методе определения естественной влажности; в частности [53], например, гипс отдает до 75% своей кристаллизационной воды уже при 82° (при длительном нагревании). Легко и при низких температурах отдают воду из решетки цеолиты, опалы, лимонит и некоторые другие минералы.

ВОДА, СВЯЗАННАЯ ПОВЕРХНОСТЬЮ МИНЕРАЛОВ

Согласно предыдущему, значительное количество воды может быть связано поверхностью кристаллических решеток минералов, включая и упоминавшуюся межплоскостную воду. Понятно, что чем больше удельная поверхность породы, тем больше может быть в ней подобной воды. Поэтому наиболее отчетливо последняя проявляется в глинистых породах. Природа удержания связанной воды может быть различной: хемосорбция, вандерваальсовы силы, электростатическое притяжение к поверхности кристалла, гидратация ионов, водородная связь. В связи с этим в связанной воде можно различать несколько разновидностей, обладающих разными свойствами и по-разному влияющих на прочность пород.

С удалением от поверхности минерала изменяется характер удерживания ею воды и уменьшается прочность удерживающих ее сил. Поэтому на различных расстояниях от поверхности минерала свойства связанной воды различны: с удалением от нее они приближаются к свойствам обычной жидкой воды.

С рассматриваемой нами точки зрения большой интерес представляет вопрос о толщине пленок связанной воды, однако существующие в литературе данные о ней весьма противоречивы (см., например, работы Б. В. Дерягина [10, 13] и др.).

Это объясняется, в частности, трудностью определения удельной поверхности породы, большой изменчивостью толщины пленок воды в зависимости от характера внешней среды, наличием воды внутри решеток многих минералов, а также явлениями капиллярной конденсации, сопровождающей поглощение связанной воды. Максимальную толщину связанной поверхностью частиц воды (до 5—6 μ в пластичных суспензиях) указывают М. П. Воларович и И. Р. Ерохин. Согласно Б. В. Дерягину, вблизи твердой поверхности следует четко различать: 1) ближайший к поверхности полимолекулярный слой воды с измененными свойствами, толщиной порядка 10^{-6} см (т. н. граничная фаза) и 2) более удаленный слой диффузного строения толщиной порядка 10^{-7}—10^{-5} см обратно пропорциональной квадратному корню из ионной концентрации.

Для тонких пленок характерно их расклинивающее действие, открытое Б. В. Дерягиным. Этим действием можно объяснить адсорбционное

понижение твердости, открытое П. А. Ребиндером [45]. По данным Б. В. Дерягина, способность связанной поверхностью стекла воды сопротивляться сдвигающим усилиям при толщине пленки 0,09 μ (приблизительно 326 диаметров молекулы воды) характеризовалась модулем сдвига в 2 кг/мм², т. е. была лишь в 300 раз меньше, чем для свинца. С увеличением толщины пленки связанной (химически чистой) воды модуль сдвига резко уменьшался и уже при толщине 0,15 μ измерить его не удавалось. В растворах NaCl толщина пленок воды понижалась с увеличением концентраций (C) раствора от 0,15 μ ($C = 10^{-4} N$) до 0,05 μ ($C = 10^{-1} N$). Наибольшая толщина пленки с аномальными свойствами была определена Б. В. Дерягиным [13] для химически чистой воды на поверхности мусковита в 2,1 μ, т. е. около 7600 диаметров молекулы воды.

Заметим, однако, что распространять приведенные цифры непосредственно на глинистые породы в природной обстановке нельзя. Это объясняется не только разнообразием состава, строения и формы поверхности глинистых минералов, отличных от стекла, но и тем, что природная вода всегда является раствором более или менее сложного состава с отличными от химически чистой воды свойствами. Упругие же свойства пленок, по Б. В. Дерягину и другим исследователям, в сильнейшей степени зависят от малейших примесей посторонних веществ. Толщина пленок может при этом значительно уменьшаться или увеличиваться.

Обладая свойствами, близкими к свойствам твердых тел, тонкие пленки воды затрудняют взаимное перемещение частиц, облегчая их взаимное притяжение С увеличением толщины пленок влияние их на механические свойства смеси частиц меняется. Они, наоборот, уменьшают притяжение между частицами, облегчая их взаимное перемещение. В качестве иллюстрации сказанного на рис. 1 приведены данные, характеризующие увеличение сжимаемости глауконитового песка при его увлажнении [27].

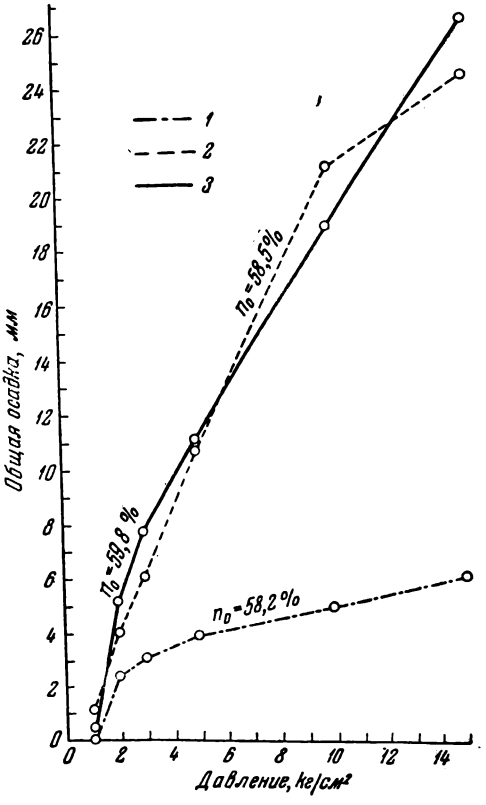


Рис. 1. Зависимость общей осадки от давления для фракции $< 0{,}5$ мм глауконита, испытанного при различных условиях увлажнения:

1 — в воздушно-сухом состоянии при первоначальной пористости $n_0 = 58{,}2\ \%$; *2* — загрузка в воздушно-сухом состоянии с последующим замачиванием $n_0 = 58{,}5\%$; *3* — загрузка предварительно увлажненного глауконита $n_0 = 59{,}8\ \%$.

Указанное действие пленок уменьшается с уменьшением диэлектрической постоянной жидкости. Растворенные в воде электролиты (при достаточной их концентрации), уменьшая толщину пленок, увеличивают трение между частицами. Однако очень слабые растворы их снижают трение, что видно из некоторых опытов П. А. Ребиндера с кварцевыми порошками

Общее количество воды, связанной поверхностью частиц в глинистой породе, зависит от трех главных факторов:

1) от гидрофильности минералов, под которыми подразумевается способность их связывать на своей поверхности то или иное количество воды;

2) от размеров активной удельной поверхности породы, зависящей от степени дисперсности минералов и степени их агрегирования;

3) от состава взаимодействующего с породой водного раствора, определяемого, в частности, наличием в породе воднорастворимых простых солей и от их концентрации.

Кроме того, процесс связывания поверхностью минералов молекул воды, находящейся в парообразном состоянии, может осложняться явлениями упоминавшейся уже капиллярной конденсации. Последняя возникает под влиянием различной упругости водяного пара над поверхностью раздела вода — воздух, имеющей различную кривизну. Известно, что чем больше кривизна этой поверхности, тем меньше упругость пара над ней. Поскольку наибольшей кривизной обладают мениски, образующиеся в наиболее тонких микропорах, в последних и начинается капиллярная конденсация. Капиллярная конденсация вызывает передвижение водяного пара в порах породы.

Поэтому о б щ е е количество определенной в глинистой породе связанной воды не может непосредственно характеризовать гидрофильность поверхности минералов; оно указывает лишь на с у м м а р н у ю способность д а н н о й породы в д а н н о й конкретной обстановке связывать то или иное количество воды.

По влиянию на прочность и другие физико-технические свойства глинистых пород целесообразно подразделить связанную воду на две основные категории: 1) воду твердого состояния пород или адсорбционную воду и 2) воду полутвердого и пластичного состояния пород, или прочно- и рыхлосвязанную воду.

ВОДА ТВЕРДОГО СОСТОЯНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Вода твердого состояния глинистых пород отвечает хорошо известной гигроскопической воде. Ее связывание сопровождается значительным энергетическим эффектом (от 2000 до 3000 кал на 1 моль воды), что указывает на высокую прочность образующихся связей. Совпадение энергетических эффектов при связывании гигроскопической воды и образовании кристаллогидратов (например, гипса) позволяет проводить аналогию между водами обоих видов.

В. С. Шаров называет гигроскопическую воду коллоидно-гидратной водой, И. В. Попов — хемадсорбированной. Ее называют также адсорбционной водой. Она лишена растворяющей способности (т. н. нерастворяющий объем). Некоторые данные указывают на то, что состав обменных ионов в известной мере влияет на количество гигроскопической воды. Поэтому гигроскопическую воду следует рассматривать как связанную не только непосредственно зарядом внутренней части двойного электрического слоя, но и обменными ионами, образующими вокруг себя в этом случае первые, наиболее прочно связанные слои гидратной оболочки (рис. 2). Возможно, что здесь имеет место и водородная связь.

Если рассматривать гигроскопическую воду как коллоидно-гидратную или химически связанную на поверхности минералов, неверно говорить (как это часто делается) о толщине слоя этой воды, если считать его состоящим только из одних молекул воды. Целесообразнее говорить о гидратированном поверхностном слое минеральной частицы. В случае

наличия в глинистой породе агрегатов сложного строения, когда на поверхности более крупных минеральных зерен расположены коллоидные оболочки другого состава, процесс поглощения гигроскопической воды, очевидно, определяется в первую очередь свойствами этих оболочек. Однако представление о механизме связывания гигроскопической воды поверхностью коллоидных частиц, образующих оболочку, принципиально при этом, очевидно, не меняется. Все сказанное ранее относится и к это-

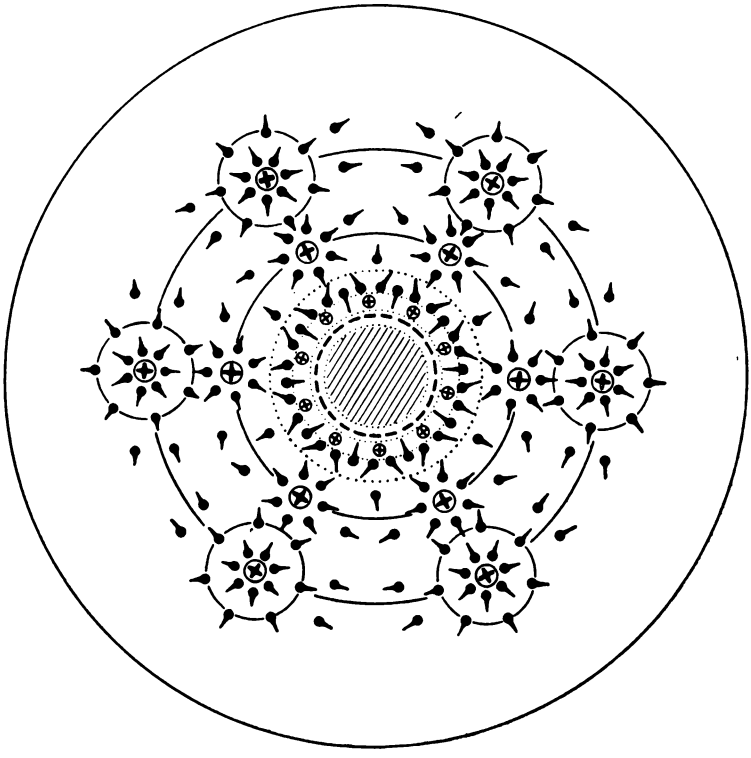


Рис. 2.

му случаю. Поэтому принципиальное противопоставление «оголенных» минеральных зерен частицам с коллоидной оболочкой, как это иногда делают, не имеет достаточных оснований.

Гигроскопическая вода не сообщает глинистой породе пластичных свойств. По данным В. С. Шарова, поглощение сухой Са-монтмориллонитовой глиной гигроскопической воды приводит к разрушению и распадению образца (подобно гашению извести).

При инженерно-геологических исследованиях определение максимальной гигроскопичности пород обычно не производится. Количество же гигроскопической воды, находящейся в равновесии с воздухом, в обычных лабораторных условиях, или так называемая гигроскопическая влажность воздушно-сухого образца, определяется как вспомогательная величина при других определениях (например, при гранулометрическом анализе). Эта величина приблизительно пропорциональна максимальной гигроскопичности и довольно устойчива. Она может служить дополнительной общей характеристикой глинистости породы.

ВОДА ПОЛУТВЕРДОГО И ПЛАСТИЧНОГО СОСТОЯНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Воды, связанной поверхностью минералов в глинистых породах и почвах, обычно содержится больше их максимальной гигроскопичности. Эту разновидность связанной воды можно рассматривать как воду диффузных оболочек внешней части двойного электрического слоя. Количество ее в данной породе определяется составом обменных катионов и составом среды. При ее поглощении породой выделения тепла не происходит. Эту воду можно называть осмотической или диффузно-связанной водой.

Осмотический характер связанной воды рассматриваемой категории подтверждается отчетливым влиянием концентрации внешнего раствора на ее количество в глинистой породе. С увеличением концентрации этого раствора количество осмотической воды уменьшается, а с уменьшением концентрации — увеличивается. Максимального развития пленки осмотической воды достигают, очевидно, в дестиллированной воде.

С инженерно-геологической точки зрения осмотическую воду целесообразно подразделить на воду полутвердого и пластичного состояния пород. Несмотря на то, что оба вида воды, как, в отличие от мнения А. Ф. Лебедева, доказал С. И. Долгов, связаны между собой постепенными переходами, свойства, сообщаемые каждым из них глинистым породам, различны.

Практически в грунтоведении границей между обоими видами осмотической воды принимается величина максимальной молекулярной влагоемкости (впервые предложенная А. Ф. Лебедевым) или близкая ей величина нижнего предела пластичности. При влажности, меньшей этой величины, глинистая смесь с водой не обладает еще характерными для глин пластичными свойствами. Сопротивление ее сжатию достаточно велико, даже без влияния дополнительных связей между частицами. Выше нее глинистое тесто становится пластичным, а деформируемость быстро увеличивается.

Следует иметь в виду, что в естественном состоянии глинистые породы могут находиться в скрыто-пластичном состоянии. Пластичные свойства их обнаруживаются только после разрушения естественной структуры и освобождения иммобилизованной воды.

А. Ф. Лебедев считал максимальную молекулярную влагоемкость предельным количеством связанной (пленочной) воды, не зависящей от внешней среды. При этом совершенно не принималась во внимание связанная вода глин, находящихся в пластичном состоянии. И. В. Попов показал [34], что для глинистых пород рекомендованные А. Ф. Лебедевым методы определения этой величины не дают однозначных результатов, если не учитывать влияния коллоидно-химических факторов. Так, увеличивая концентрацию раствора, можно уменьшить максимальную молекулярную влагоемкость, уменьшая же концентрацию — увеличить ее. Понятно, что это влияние тем резче, чем гидрофильнее глинистая порода. Известно, что в монтмориллонитовых глинах влияние водной среды более отчетливо, а в каолинитовых — оно мало заметно.

Исследования С. И. Долгова показали, что при одном и том же давлении содержание связанной воды, определенное путем осмотического отсасывания (по методу А. В. Думанского), всегда меньше, чем удерживаемое почвой против центробежной силы (в центрифуге). Это указывает на то, что при определении максимальной молекулярной влагоемкости последним методом в образце остается вода, удерживаемая сверх сорбционных сил. Эту воду С. И. Долгов считает капиллярной водой. Однако природа ее удержания остается недостаточно ясной [см., например, 49]. Можно полагать, что часть ее является иммобилизованной водой.

Определение максимальной молекулярной влагоемкости при инженерно-геологических исследованиях производится чаще, чем определение максимальной гигроскопичности. Максимальная молекулярная влагоемкость может использоваться: 1) в качестве классификационной характеристики глинистых пород; 2) как величина, очень близкая к нижнему пределу пластичности; 3) для расчета водоотдачи песчаных пород.

Воду пластичного состояния глинистых пород можно рассматривать, согласно предыдущему, как воду периферических частей диффузных оболочек, связанную с обменными ионами. Она характерна только для глинистых пород и только для них имеет практическое значение. Количество ее в данной породе отчетливо связано с величиной ζ-потенциала, увеличиваясь с его увеличением и уменьшаясь с уменьшением потенциала. Количество воды этого типа в породе увеличивается и с увеличением степени дисперсности частиц. Можно полагать также, что в пластичном состоянии глинистые породы содержат значительное количество иммобилизованной воды.

Пластичные свойства обычно проявляются отчетливо лишь в перемятых образцах глинистых пород, в естественных же условиях залегания глинистые породы, даже с большим содержанием слабосвязанной воды, могут иногда не обнаруживать пластических свойств. Они находятся, таким образом, как бы в скрыто-пластичном состоянии, что объясняется сильным притяжением частиц друг к другу, а также наличием дополнительных жестких связей между ними.

Нижним пределом содержания в породе воды пластичного состояния практически считается максимальная молекулярная влагоемкость или близкий к ней нижний предел пластичности. Верхний предел является менее определенным, поскольку с увеличением количества воды пластичный образец глины постепенно разжижается и переходит сначала в текучую массу, а потом в суспензию. Однако ввиду появления и исчезновения некоторых свойств в глинистой массе при постепенном увеличении ее влажности в настоящее время в грунтоведении применяют несколько так называемых характерных влажностей (пределов). Такими влажностями являются, например, верхний предел пластичности, верхний предел текучести, вода набухания, вода скольжения, влажность размокания и т. п. Все они характеризуют определенное физическое состояние образца и косвенно — его прочность. Большинство из них было установлено на основании изучения поведения перемятого глинистого теста, имеющего, согласно предыдущему, пониженную прочность по сравнению с ненарушенной породой. Такие показатели могут применяться для характеристики глинистых пород в естественных условиях залегания только в отдельных случаях и с большими оговорками.

В естественном состоянии глинистые породы часто содержат в большом количестве рыхлосвязанную иммобилизованную воду. Ее влияние на свойства пород выражается особенно отчетливо в плывунных явлениях и в тиксотропном поведении глинистых пород.

В качестве примера глинистых пород с очень высоким содержанием этих видов воды могут служить молодые илистые отложения в прибрежных участках моря и в речных долинах. Естественная влажность таких илов, как правило, превышает их верхний предел пластичности. Однако в естественном состоянии эти илы обладают некоторой связностью и переходят в жидкое состояние только после разрушения их естественной структуры (перемятия) с освобождением иммобилизованной воды. Таким образом, они находятся в так называемом скрыто-текучем состоянии. Последнее нередко наблюдается у ленточных глин ледникового происхождения, иольдиевых глин, тиксотропных, позднеледниковых глин Норвегии, старичных илов в долинах рр. Волги, Дона, Днепра и т. п.

КАПИЛЛЯРНОЕ СОСТОЯНИЕ ВОДЫ В ПОРОДАХ

По аналогии с известными из физики явлениями волосности, выражающимися в подъеме воды в тонких стеклянных трубках, в механике грунтов вся вода в порах мелкозернистых пород рассматривалась ранее как капиллярная. При этом считалось, что поведение и свойства такой воды определяются исключительно степенью кривизны и формой ограничивающих воду менисков — поверхностей раздела между водой и воздухом. С большой кривизной мениска связывалось особое напряженное состояние воды под ним, рассматривавшееся как отрицательное капиллярное давление, мениск же считался закрепленным на частицах породы и оказывающим на них так называемое капиллярное давление. Автору неоднократно приходилось уже отмечать, что такой взгляд на свойства и поведение воды в породах, полностью игнорирующий взаимодействие воды с минеральными частицами, является чисто формальным и механистическим, не учитывающим действительных процессов, происходящих в породах при их взаимодействии с водой. Такие представления не дают возможности правильно предсказывать изменение свойств пород и их поведение во взаимодействии с сооружением, не обеспечивают и разработку способов искусственного воздействия на свойства пород для обеспечения устойчивости сооружений и предотвращения опасных инженерно-геологических явлений. Следует отметить, что в СССР разработка механики грунтов ведется сейчас на принципиально иных, прогрессивных началах. Примером этого может служить «Механика грунтов» Н. А. Цытовича [55].

Однако полностью игнорировать во всех случаях влияние на свойства и состояние воды в породах поверхности ее раздела с воздухом было бы неправильно и противоречило бы диалектическому методу изучения явлений природы. Поверхности раздела могут реально существовать в породах не только между водой и минеральными частицами, но и между водой и воздухом. В соответствии с этим проявления поверхностной энергии и связанные с нею поверхностные явления мы должны допускать в обеих поверхностях раздела. Однако влияние тех и других явлений на свойства воды в породах и на свойства содержащих ее пород в разных породах резко различно. Поверхностная энергия в поверхности раздела между водой и воздухом должна наиболее отчетливо проявляться в рыхлых песчаных породах, преимущественно в чистых кварцевых песках при отсутствии или очень малом содержании гидрофильного глинистого материала. Ее значение увеличивается также в глинистых породах с комковатой или агрегатной структурой при неполном их насыщении и особенно в почвах с рыхлым сложением и преобладающим трехфазным состоянием. В водонасыщенных глинистых породах, что характерно для зоны насыщения, это влияние подавляется непосредственным взаимодействием между водой и глинистыми частицами, в твердых же породах — изверженных, метаморфических и осадочных — оно перекрывается влиянием жестких связей между частицами и зернами породы.

С инженерно-геологической точки зрения значение поверхности раздела вода — воздух состоит, во-первых, в том, что существующие в ней силы поверхностного натяжения могут при известных условиях обусловливать дополнительную слабую связь между частицами породы. Связь эта, имеющая, как сказано, практическое значение только для несцементированных песчаных пород, очень мала по сравнению с силами непосредственного взаимодействия между твердыми частицами в сцементированных или глинистых породах. Она проявляется в некоторой связности чистого песка, слабо смоченного водой. Эту связь можно назвать капиллярной, а вызывающие ее силы — капиллярными силами. Во-вторых.

капиллярные силы являются дополнительным фактором, вызывающим движение жидкой и парообразной (капиллярная конденсация) воды в породах и их местное переувлажнение со снижением прочности.

Капиллярной водой в природных условиях обычно считают воду в некоторой зоне повышенной влажности, часто наблюдающейся в породах на той или иной высоте непосредственно над уровнем грунтовых вод. Ее называют капиллярно-поднятой водой. Свойства этой воды в песках резко отличны от рассмотренных выше свойств связанной воды в глинистых породах. Действительно, вода в зоне капиллярного насыщения чистого песка практически почти ничем не отличается от обычной жидкой воды. Отличием является ее поднятие на небольшую высоту над уровнем свободной воды, причем в этом случае передвижение ее совершается независимо от силы тяжести. Другое отличие состоит в том, что вода из капиллярной зоны, как известно, не вытекает в выработки.

Теми же свойствами, но более отчетливо выраженными, обладает капиллярно-подвешенная вода. В этом случае поверхности раздела вода — воздух ограничивают водонасыщенную зону снизу и сверху. А. Ф. Лебедев указывал на разность давлений, развиваемых менисками в обеих поверхностях раздела, как на причину удержания капиллярно-подвешенной воды. Не требуется специальных доказательств, что это объяснение, применимое к пескам, не применимо к глинистым породам, где мощность зоны «наибольшей влагоемкости» достигает иногда 20 м и более.

СВОБОДНАЯ ВОДА

Свободной является та часть воды в породах, которая находится в них только под действием силы тяжести. Влияние других рассмотренных выше сил на свободную воду незаметно. Отметим, что в некоторых случаях свободная вода не имеет возможности передвигаться в порах пород, будучи задержана (иммобилизована) в них пленками связанной воды или стенками замкнутых пор и пустот.

Как уже указывалось, свободная вода обладает свойствами обычной жидкой воды. С точки зрения влияния на свойства пород рассмотрим а) высокую растворяющую и разлагающую способность свободной воды, связанную с ее высокой диэлектрической постоянной; б) передачу ею гидростатического давления; в) механическое воздействие движущейся воды на зерна породы.

Растворяющая способность свободной воды в отношении так называемых воднорастворимых минералов меняется в зависимости от обстановки — наличия других солей, температуры, условий соприкосновения с породой и т. д. Процессы агрессивного воздействия воды на эти минералы и бетон освещены в работах Ф. Ф. Лаптева [30, 41].

Отметим, что процесс растворения минералов может быть прямым, когда движущаяся вода непосредственно омывает соприкасающуюся с ней поверхность растворяющегося минерала, и косвенным, когда растворение происходит вследствие диффузионного перемещения солей через поры породы, окружающей растворимый минерал. Последние процессы, несомненно, имеют место при выщелачивании засоленных (например, гипсоносных) глин, когда вода передвигается только по отдельным трещинам и опесчаненным прослоям. В этом случае скорость растворения зависит от градиента падения концентрации по направлению от поверхности минерала к движущейся воде и от свойств породы.

Следует отметить, что если процессы прямого растворения более или менее изучены, то о диффузионном растворении, особенно применительно

к глинистым породам, известно еще очень мало. В то же время в инженерно-геологической практике с необходимостью оценки возможности именно диффузионного растворения и влияния его на изменение прочности пород приходится сталкиваться довольно часто.

Гидростатическое давление в воде, находящейся в породах, представляет интерес с трех точек зрения: 1) оно уменьшает вес пород по известному закону Архимеда; 2) при известных условиях оно может вызывать деформацию пород, особенно глинистых (например, выпирание их в дне открытых котлованов); 3) оно уменьшает сопротивление несцементированных пород сдвигу.

Вопрос об уменьшении веса пород в воде, или о так называемом взвешивающем действии воды, сильно осложняется в случае глинистых пород, где вся или бо́льшая часть воды находится в связанном состоянии. Известно, что вода, прочно связанная с частицами, не оказывает взвешивающего действия. Но слабосвязанная вода в некоторой своей части должна обладать взвешивающей способностью. Однако вследствие недостаточной изученности свойств связанной воды вопрос о величине влажности глинистых пород, при которой теряется взвешивающая способность насыщающей их воды, пока еще не выяснен. Следует иметь в виду, что, согласно сказанному ранее о взаимодействии глин с водой, эту влажность нельзя считать одинаковой для всех пород и постоянной для одной и той же породы, но в различных условиях. Так, для гидрофильных Na-глин она больше, для менее гидрофильных Ca-глин — меньше; она увеличивается с увеличением ζ-потенциала и уменьшается с его уменьшением и т. д.

Что касается выпирающего действия гидростатического давления, то оно наблюдается при наличии под водонепроницаемым глинистым слоем напорного водоносного горизонта и, очевидно, зависит от механической прочности подвергающейся давлению породы. Вопрос этот еще более сложен и решается пока эмпирически в каждом отдельном случае. Следует иметь в виду, что некоторое выпирание дна котлована, отрытого в глинистых породах или подстилаемого глинистыми породами, на некоторой глубине может вызываться и разбуханием этих пород при снятии с них нагрузки.

Влияние гидростатического давления на сопротивление пород сдвигу мало изучено. Оно имеет практическое значение для несцементированных, в частности, глинистых пород. С этим влиянием связано известное в инженерно-геологической практике расхождение в величинах сопротивления глинистых пород сдвигу, если оно определяется в обычных гидростатических и гидродинамических (без выдерживания под уплотняющей нагрузкой) условиях.

Механическое действие движущейся воды на частицы породы может проявляться в механической суффозии и в гидродинамическом давлении.

Механическая суффозия представляет собой вынос движущейся водой мелких частиц рыхлой породы. Этот процесс вызывает увеличение пористости породы, общее ее разрыхление, увеличение водопроницаемости и повышение прочности. Особенно отчетливо механическая суффозия наблюдается при турбулентном движении воды в породах. Под влиянием искусственных причин, например при подъеме уровня воды в водохранилище, скорость движения воды на участке плотины может сильно увеличиваться и вызывать появление подобного режима. Поэтому вопросы механической суффозии имеют наибольшее практическое значение при возведении плотин. Известно, что в отношении механической суффозии наиболее опасны контакты между породами с частицами

различных размеров (например, на границе суглинков и мелких песков или мелких песков и гравия).

Ввиду сложности явлений механической суффозии и слабой их изученности оценка ее возможности дается обычно лишь приблизительно. Для такой оценки необходимо иметь данные о механическом составе и степени связанности пород и о возможных действительных скоростях движения воды на опасном участке в измененных сооружением условиях. Иногда для количественной оценки возможности суффозионного выноса применяется известная формула Стокса. Однако полученные этим способом результаты очень приблизительны и могут служить лишь для самой грубой предварительной оценки опасности суффозионного выноса.

Механическая суффозия особенно возможна на контакте двух слоев, если водопроницаемость одного из них в 2—2,5 раза больше водопроницаемости другого. Понятно также, что при остальных равных условиях опасность механической суффозии увеличивается с увеличением пористости рыхлой породы. Наблюдения последнего времени показывают, что при известной скорости движения воды процессы механической суффозии преобладают и в белом писчем мелу (при его трещиноватости).

Под гидродинамическим давлением понимают давление, оказываемое движущимися струйками воды на частицы породы. Как известно, численно оно равно напорному градиенту. По достижении напорным градиентом критической величины гидродинамическое давление может вызвать общее смещение частиц породы с ее разрыхлением, как это иногда наблюдается в откосах каналов, в нижнем бьефе плотин и т. д.

О ПРОЦЕССАХ УСАДКИ И ОСАДКИ ГЛИН

В процессах диагенеза глинистых пород большую роль играют процессы гравитационного уплотнения и уменьшения объема при высыхании. Оба процесса сопровождаются сжатием породы с уменьшением ее пористости и влажности, поэтому их нередко отождествляют. Считают одинаковыми и изменения свойств, в частности, прочности глинистой породы, вызываемые обоими процессами. Такой вывод основывается на ошибочном признании изменения пористости (объема) глин единственным фактором, определяющим изменение их прочности. Теоретически нетрудно показать, однако, что оба процесса должны приводить к совершенно различным результатам.

Действительно, при гравитационном уплотнении (сжатии под внешней нагрузкой) из пор породы выжимается раствор, при сжатии же в процессе высыхания из породы удаляется не раствор, а вода. Понятно, что при этом концентрация солей в остающейся в порах воде непрерывно повышается. При достижении концентрацией предела растворимости той или другой соли последняя начинает выпадать из раствора в твердом виде, тем самым уменьшая пористость породы и создавая условия для возникновения дополнительных связей между частицами — для их цементации.

Иллюстрацией приведенных соображений может служить рис. 3, где схематически изображен ход увеличения концентрации солей в порах глинистой породы по мере ее высыхания. В качестве исходной породы взята порода с очень невысокой засоленностью — порядка 0,1 вес. %. Начальная влажность породы принята равной 55 %, что отвечает пористости 60 % (при удельном весе 2,7). Простейшие расчеты показывают, что уже при уменьшении влажности до 44 % раствор в порах оказывает-

ся насыщенным по отношению к карбонату кальция и при дальнейшем высыхании породы он начинает выделяться в твердом виде. При влажности, равной 33 %, достигается предел растворимости гипса. При этом учтено увеличение концентрации хлористого натрия, как известно, повышающего растворимость гипса. При дальнейшем высыхании последний, подобно карбонату кальция, также начинает выделяться из раствора. Только хлористый натрий, растворимость которого очень велика, продолжает увеличивать свою концентрацию, не выделяясь в твердом виде.

При анализе процесса высыхания необходимо принять во внимание так называемый нерастворяющий объем воды в глинах. На рис. 3 он

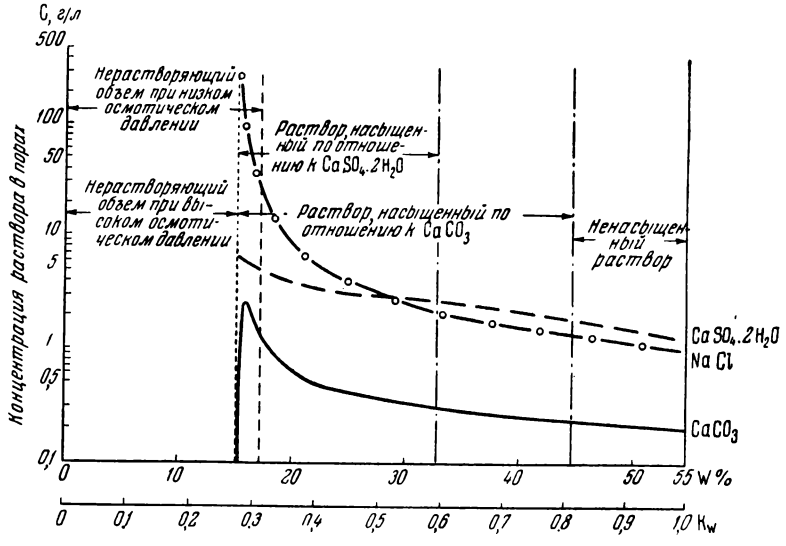


Рис. 3. Схема изменения состава раствора в порах при высыхании породы:
$n = 60\ \%$; $\gamma = 2{,}7\ \%$; $w_0 = 55\ \%$; $w_h = 15\ \%$; засоленность — $0{,}1\ \%$.

принят равным влажности в 15 % (при высоком осмотическом давлении раствора). Таким образом, при достижении влажности порядка 15 % из раствора в порах должны выделиться все содержавшиеся в нем соли, причем выпадение всего хлористого натрия должно произойти сразу.

Уменьшение объема высыхающей глины прекращается, как известно, на пределе усадки, после чего начинает уменьшаться и коэффициент влажности (степень насыщения), принятый вначале равным единице.

Выпавшие из раствора соли, кроме дополнительного уменьшения пористости породы, сообщают усевшей и высохшей породе повышенную по сравнению с уплотненной до того же объема породой прочность за счет цементации. Отметим также, что повышение концентрации солей, кроме выпадения их из раствора, обусловливает ряд других процессов, не имеющих места при сжатии породы под действием внешней нагрузки. Эти процессы глубоко и часто необратимо меняют состояние слагающих породу коллоидно-дисперсных минералов, вызывая коагуляцию, ионный обмен и т. д.

Из всего сказанного следует, что отождествлять гравитационное уплотнение водонасыщенной глинистой породы со сжатием ее при высыхании с инженерно-геологической точки зрения нет никаких оснований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов П. И. Связанная вода почв и грунтов. Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. 3. АН СССР, 1946.
2. Белянкин Д. С. О воде в некоторых минералах. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 4, 1933.
3. Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 1—3. Госхимтехиздат, 1933—1936.
4. Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. 4-е изд. перераб. ОНТИ, 1937.
5. Вершинин П. В. Формирование почвенной структуры.— Вестн. сельхоз. науки, вып. 1, 1941.
6. Гапон Е. Н. Работа смачивания и теплота смачивания почв. Коллоидный журнал, т. 10, № 4, 1948.
7. Гапон Е. Н. и Зуев Л. А. Теплота смачивания почв. Коллоидный журнал, т. 10, № 2, 1948.
8. Горькова И. М. Влияние воды на агрегацию почвенных и грунтовых депрессных систем. «Почвоведение», № 4, 1948.
9. Дерягин Б. Упругие свойства тонких слоев воды. Журн. физ. химии, т. III, вып. 1, 1932.
10. Дерягин Б. Механические свойства тонких слоев жидкостей. Журн. физ. химии, т. V, вып. 2—3, 1934.
11. Дерягин Б. К теории нерастворяющего объема. Коллоидный журнал, т. V, вып. 4 и 7, 1939.
12. Дерягин Б. Теория капиллярной конденсации и других капиллярных явлений с учетом расклинивающего действия полимолекулярных жидких пленок. Журн. физ. химии, т. 14, вып. 2, 1940.
13. Дерягин Б. и Кусаков М. Свойства тонких слоев жидкостей и их влияние на взаимодействие твердых поверхностей. Изв. АН СССР, сер. хим., № 5, 1936.
14. Дерягин Б. В. и Кусаков М. М. Определение зависимости расклинивающего давления от толщины гидратных пленок воды на минеральных частицах. Соврем. методы исследования физико-химических свойств почв, вып. 3. АН СССР, 1948.
15. Дерягин Б. и Обухов Е. Аномальные свойства тонких слоев жидкостей. Коллоидный журнал, т. 1, вып. 5, 1935.
16. Долгов С. И. О формах воды в почвах. Физика почв. М. Тр. ВИУАА, вып. 18, 1937.
17. Долгов С. И. О связанной и капиллярной воде в почве. «Почвоведение», № 9—10, 1943.
18. Долгов С. И. О формах и состояниях почвенной влаги. «Почвоведение», № 7, 1946.
19. Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. АН СССР, 1948.
20. Дубинин М. М. Капиллярная конденсация паров в пористых сорбентах. Журн. физ. химии, т. 5, вып. 2—3, 1934.
21. Дубинин М. М. и Заверина Е. Д. Адсорбция водяных паров и структура активных углей. Докл. АН СССР, т. 56, № 7, 1947.
22. Думанский А. В. Лиофильность дисперсных систем. Воронеж, 1940.
23. Думанский А. В. и Войцеховский Р. В. Методы определения гидрофильности дисперсных систем. Коллоидный журнал, т. 10, № 6, 1948.
24. Думанский А. В., Меженный Я. Ф. и Некряч Е. Ф. Лиофильность дисперсных систем. Теплота смачивания. Коллоидный журнал, т. 9, № 5, 1947.
25. Думанский А. В., Меженный Я. Ф. и Некряч Е. Ф. Лиофильность дисперсных систем. Теплота смачивания крахмала, желатина, агара и кремневого ангидрида водой и спиртом. Коллоидный журнал, т. 10, № 2, 1948.
26. Ермаков Н. П. Происхождение и классификация жидких включений в минералах. Львовск. геол. о-во при Львов. гос. ун-те, сб. № 2, 1948.
27. Коломенский Н. В. Инженерная геология, ч. I, М., 1951.
28. Колясев Ф. Е. О факторах движения воды в почвах. «Почвоведение», № 2—3, 1944.
29. Крюков П. А. Методы определения связанной воды в почвах. Соврем. методы исслед. физ.-химич. свойств почв, вып. 3, АН СССР, 1948.
30. Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. ГОНТИ, 1939.
31. Лебедев А. Ф. О природе истинных плывунов. Москва, Волгострой, № 3, 1935.
32. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды, изд. 4-е, АН СССР, 1936.
33. Лебедев А. и Слуцкая С. Соотношение между максимальной молекулярной влагоемкостью по Лебедеву и коэффициентом пластичности по Аттербергу. Москва, Волгострой, № 9, 1935.
34. Попов И. В. Основы инженерно-геологического грунтоведения. Госгеолиздат, 1941.
35. Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I, Госгеолиздат, 1955, 3-е изд.
36. Приклонский В. А. Об изучении горных пород в инженерно-геологических

целях. Советская геология, № 40, 1949.
37. Приклонский В. А. Советское грунтоведение. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб. 13, 1950.
38. Приклонский В. А. Особенности изучения пород на оползневых склонах. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб. 12, 1949.
39. Приклонский В. А. Некоторые вопросы изучения горных пород на оползневых склонах. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем. им. акад. Ф. П. Саваренского, т. VI, 1949.
40. Приклонский В. А. О некоторых вопросах динамической геологии в связи с задачами в этой области. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем. им. акад. Ф. П. Саваренского, т. IX, 1950.
41. Приклонский В. А. и Лаптев Ф. Ф. Руководство по изучению физических свойств и химического состава подземных вод. Госгеолиздат, 1949.
42. Ребиндер П. А. (ред.). Исследования по физико-химии технических суспензий. ОНТИ, 1933.
43. Ребиндер П. А. Адсорбционные слои в процессах смачивания и флотации Изв. АН СССР, сер. химич., № 5, 1936.
44. Ребиндер П. А. Теплота смачивания. Физический словарь, т. 5, 1939.
45. Ребиндер П. А. и Арон Я. Б. Влияние адсорбирующихся веществ — понизителей твердости на механическую прочность осадков кварца в воде. Докл. АН СССР, т. 28, № 9, 1940.
46. Ребиндер П. А. и Краюшкина Л. Теплота смачивания порошков растворами поверхностно-активных веществ и теплоты адсорбции из растворов. Журн. прикл. физики, № 6, 1929.
47. Ребиндер П. А., Шрейнер Л. А., Жигач К. Ф. Понизители твердости в бурении. Физико-химич. метод облегчения механического разрушения твердых горных пород при бурении. АН СССР, 1944.
48. Роде А. А. Почвенная влага. АН СССР, 1952.
49. Роде А. А. Книга о почвенной влаге. Рецензия на книгу С. И. Долгова «Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений», 1948. «Почвоведение», № 8, 1949.
50. Сергеев Е. М. Избранные главы общего грунтоведения. Изд. МГУ, 1946.
51. Сергеев Е. М. Новое в методике определения теплоты смачивания почв и грунтов. «Почвоведение», № 5, 1946.
52. Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск гос. ун-та, 1949.
53. Турцев А. А. К вопросу о дегидратации гипса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
54. Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
55. Цытович Н. А. Механика грунтов. Изд. Гос. изд-ва литер. по строительству и архитектуре, М., 1951.
56. Шаров В. С. Поверхностная растворимость глинистых частиц. Коллоидный журнал, т. 5, вып. 7, 1939.
57. Шаров В. С. Природа глины и ее отношение к воде и водным растворам. «Гидрогеология и инженерная геология», сб. № 5, 1940.
58. Шаров В. С. О гидратации глины в парах воды и в жидкой воде. Коллоидный журнал, т. 6, вып. 1, 1940.

Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ

КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ О ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫХ ОПЫТАХ ПО НАБЛЮДЕНИЮ ЗА ВЫВЕТРИВАНИЕМ ГЛИНИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

Борьба с вредными для сооружений процессами выветривания и их последствиями зависит, наряду с рядом других факторов, также и от скорости выветривания; между тем изучение этого вопроса можно считать почти еще не начатым.

Широко распространено мнение о том, что выветривание горных пород — процесс крайне медленный и в течение жизни того или иного инженерного сооружения едва ли ощутимый. Однако в практической деятельности приходится встречаться с примерами быстро протекающего процесса выветривания. В качестве иллюстрации можно привести наблюдения, проведенные над поведением пород в стенках опытного участка Волго-Донского канала.

Опытным участком канала были вскрыты плотные жирные мелеттовые глины. Породы, слагающие откосы канала, по истечении 6—8 мес. превратились в рухляк — отдельные мелкие кусочки глины, осыпавшиеся под ногами. Глины растрескивались на глубину порядка 10 см через несколько дней после их вскрытия (рис. 1).

Г. С. Золотарев [1], изучавший выветривание глин в Поволжье, приходит к выводу, что бровка берега, сложенного неокомскими глинами, перемещалась вглубь коренного берега примерно на 1 м в год. Так как, несмотря на это, зона выветривания в этих глинах имеет нормальную мощность, то это свидетельствует о значительной скорости выветривания глин в данном районе.

В. А. Страхов наблюдал первые признаки выветривания апшеронских пород (Азербайджан), а именно — появление гипса и трещин в течение первых дней после обнажения невыветрелой породы.

Из приведенных примеров следует, что вопрос о борьбе с выветриванием горных пород и его последствиями во многих случаях имеет существенное значение для сохранности возводимых сооружений.

Так, если выветривание происходит достаточно быстро, изучение скорости выветривания пород позволит определять: а) безопасные сроки оставления строительных котлованов и выемок в открытом состоянии без риска значительного ухудшения физико-механических свойств пород, на которых предположено возвести то или иное сооружение;

б) мощность защитных целиков пород, оставляемых над проектными отметками сооружений для предохранения пород основания от выветривания;

в) толщину и характер искусственных покрытий, предохраняющих породы от выветривания.

Однако, как уже отмечалось, разработанной методики изучения скорости выветривания горных пород не существует. Ниже излагаются некоторые соображения по этому вопросу, возникшие при изучении выветривания апшеронских пород в Азербайджане.

Изучение скорости выветривания апшеронских пород проводилось в сложных условиях тектонической нарушенности пород. Кроме ряда других задач, которых мы здесь не касаемся, перед исследователями стала задача определения скорости выветривания пород, вскрытых котлованами, которые предназначались для устройства в них фундаментов крупных сооружений и по условиям производства работ должны были

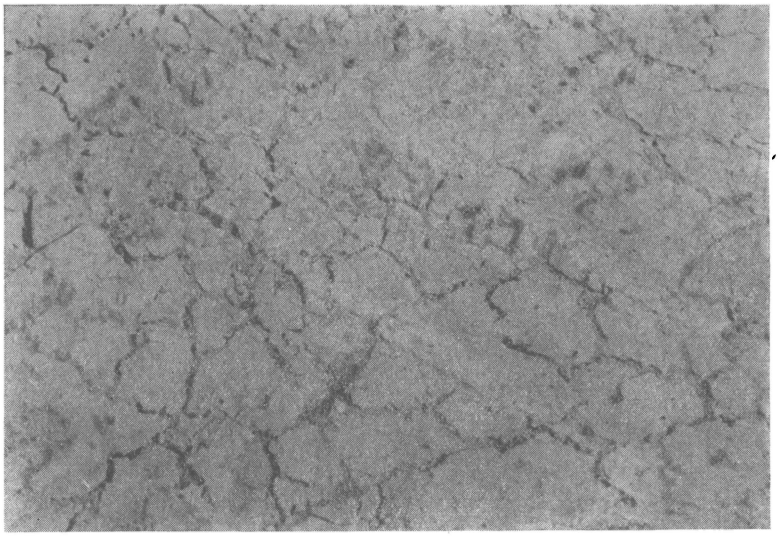


Рис. 1. Разрушение майкопских глин, залегающих в основании сооружения за счет выветривания в течение недели

находиться в открытом состоянии в течение довольно длительного времени. Все предыдущие исследователи отмечали довольно быстрый процесс выветривания апшеронских пород, представленных здесь различными глинами и песчаниками, но в своих выводах они не делали даже попытки оценить процесс выветривания с количественной стороны. Попытка решить этот вопрос осуществлялась несколькими способами.

Для этой цели были использованы:

1) наблюдения за скоростью выветривания в специально для этой цели заложенных расчистках и шурфах, где глубина выветривания пород определялась путем периодических зачисток участков стенок, расчисток и измерения мощности выветрелого слоя;

2) измерения мощности выветрелого слоя пород в искусственных обнажениях (выемках, шурфах, штольнях и т. п.), пройденных в прежние годы, но дата проходки которых известна;

3) измерения мощности выветрелого слоя пород в специально открытом котловане в условиях, близких к производственным. Попутно с определением скорости выветривания в котловане были проведены опыты по определению преобладающих агентов выветривания, ухудшающих физико-технические свойства пород, а также по выявлению характера и мощности защитных покрытий.

Имея в виду сравнительную простоту первых двух способов, остановимся только на описании последнего способа и полученных при его помощи результатов.

На одном из склонов речной долины, близ места расположения будущего сооружения, была сделана выемка (рис. 2), вскрывшая породы, не затронутые выветриванием.

Вскрытая порода была представлена мощным пластом верхнеапшеронских глин. Пласт глины в этом месте падает на север под углом 55°. В породе имеются линзовидные участки тонкозернистого глинистого песчаника. Глина пронизана в разных направлениях прожилками (мощностью до 5 см) и мелкими кристаллами гипса, рассеянного по всей массе породы, а также заполняющего тектонические трещины. Во многих случаях гипс носит следы перетирания, очевидно, за счет последующих (после выделения гипса) тектонических подвижек.

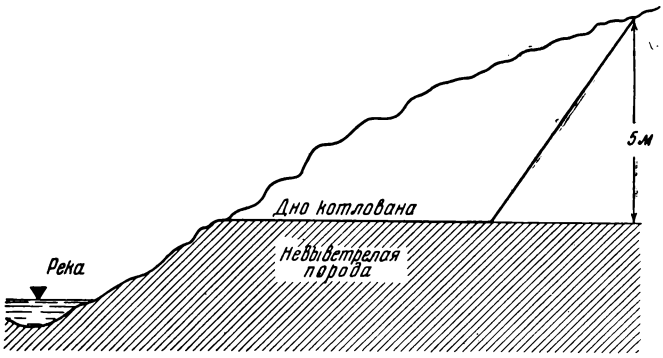


Рис. 2. Схема расположения опытной выемки.

В пределах дна котлована были выделены площадки размером примерно 25 м^2 каждая. Для предохранения породы от выветривания каждая площадка была покрыта одним из следующих покрытий: 0,5-см слоем гудрона, 10-см слоем соломы, 30-см слоем крупнозернистого гравелистого хорошо отмытого песка и 30-см слоем плотного сухого суглинка. Одна из площадок была оставлена открытой. По истечении 15 мес. на всех выделенных площадках были сделаны закопушки и описаны вскрытые породы (полевое описание пород сделано в 1947 г. С. В. Дроздовым). На рис. 3 изображены разрезы породы в открытом котловане и под покрытиями.

На рис. 3, *А* изображен характерный для данного района разрез породы, выветривание которой протекало в естественных условиях с момента выхода этой породы на дневную поверхность. По полевому описанию разрез был расчленен на четыре зоны по степени раздробленности пород. Принцип расчленения выветрелых пород данного района был в последующем изменен, но это изменение не влияет на рассмотрение затрагиваемого вопроса. Изучение разреза показывает, что поверхность дна котлована проходила в относительно не затронутой выветриванием породе.

На рис. 3, *Б* показан разрез выветрелых пород, образовавшихся на площадке, оставленной без покрытия, по истечении 15 мес. после вскрытия котлована. То же самое, но для площадки, предохраненной от выветривания соломенными матами, показано на рис. 3, *В*.

Сравнение этих двух разрезов показывает, что на обеих площадках процесс выветривания шел одинаково, выветривание проникло на одну

и ту же глубину и что образовавшиеся на этих площадках зоны выветрелых пород, хотя и меньше по мощности, но одинаковы по составу с зонами, выделенными для пород, где происходило многолетнее выветривание (см. рис. 3, *А*). В дальнейшем на этих участках следует ожидать роста мощности отдельных зон и всего слоя выветрелых пород за счет перемещения их нижних границ на глубину.

После 15-месячной работы покрытие из гудрона растрескалось, покоробилось и перестало служить защитой даже от проникновения в породы атмосферной влаги. Вероятно, разрушение покрытия из гудрона

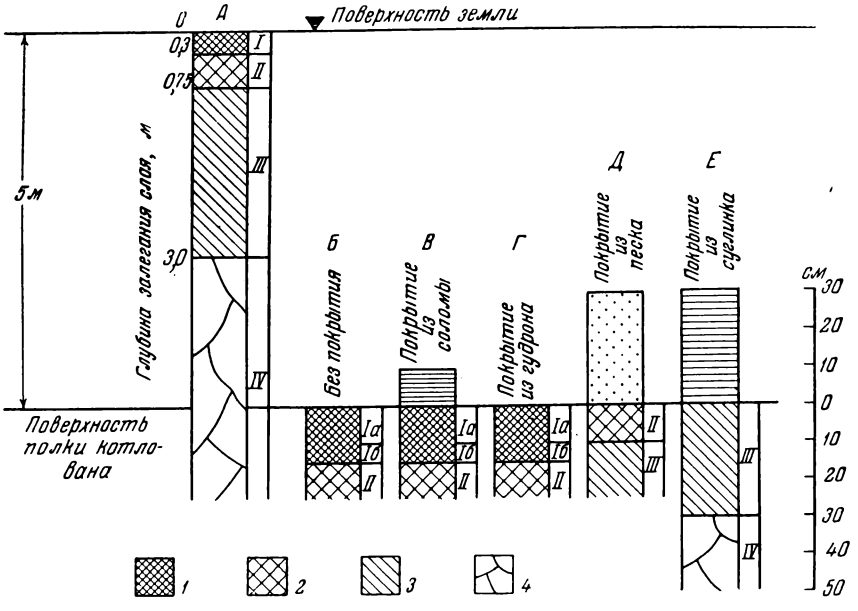


Рис. 3. Выветривание верхнеапшеронской глины в опытной выемке.

1 — зона *Ia*: мелкая (до 1 мм) труха и пыль при увлажнении — в пластичном состоянии; 1б: рыхлый мелкооскольчатый (до 1 см) навал: *2* — зоны II: обломки размером от 1 до 5 см, залегающие вплотную, легко разбираются руками, книзу — более плотные; порода влажная; *3*— зона III: порода сухая, изменившаяся по сравнению с зоной IV только за счет большего раскрытия трещин; *4* — зона IV: порода с раскрытыми тектоническими трещинами; состоит из крупных крепких блоков. О некоторой выветрелости породы свидетельствуют цветные налеты на стенках трещин.

произошло гораздо раньше, так как внешний вид породы, количество и мощность зон выветривания на площадках, покрытых гудроном (рис. 3, *Г*), соломой и оставленной обнаженной, совершенно одинаковы.

Покрытие из песка могло лишь частично предохранить породу от колебаний температуры, так как наиболее резкие колебания температуры происходили и гасились в толще песка, но, вполне понятно, что покрытие не могло предохранить породу от воздействия атмосферной влаги. В результате под слоем песка порода была разрушена, что проявилось в образовании II и II зон выветривания (рис. 3, *Д*). Интересно отметить, что под этим покрытием во II зоне выветривания влажность породы оказалась увеличенной, что свидетельствует о проникновении через песчаное покрытие атмосферной влаги, тогда как в III зоне влажность породы снижается и здесь выветривание проявляется лишь в некотором расширении существовавших ранее тектонических трещин.

Покрытие из суглинка обладает свойством не пропускать в породу атмосферную влагу, газообразные агенты выветривания, а также частично нейтрализовать разрушающее действие колебаний температуры. Под

суглинком в опытном котловане образовалась только III зона выветривания (рис. 3, *Е*), где порода претерпела лишь слабое изменение — расширение существовавших трещин.

Из приведенных данных следует, что мощность зоны выветривания, образовавшейся в течение 15 мес., равняется 60 см (30-см зона, образовавшаяся под покрытием из суглинка плюс 30-см мощность покрытия, без которого выветрилось бы еще 30 см породы). Попутно отметим, что в течение первого месяца наблюдений порода разрушилась на глубину 6 см.

Все три примененных в этом случае способа наблюдения за скоростью выветривания дали один и тот же результат. Представляет также интерес тот факт, что эта величина (60 см) совпадала с глубиной наиболее интенсивных колебаний годовой температуры почв в описываемом районе.

Преобладающими агентами выветривания в данном районе являются колебания температуры и атмосферная влага, о чем свидетельствуют: а) расширение трещин под покрытием из суглинка, который не может предохранить породу только от разрушающего действия колебаний температуры; б) образование двух зон выветривания под покрытием из песка, который пропускает воду, но, так же как суглинок, оказывает сопротивление проникновению тепла; в) повышенная влажность породы под песчаным покрытием; г) характер выветривания породы (в основном — дробление), исключающий сколько-нибудь существенное участие в этом процессе газообразных агентов выветривания.

Проведенный опыт позволяет также решить вопрос о мощности защитных целиков той же породы, оставляемых для предохранения породы основания от выветривания, определяемой мощностью зоны выветривания, которая образуется в течение заданного срока испытания. Толщина и характер защитных покрытий зависят как от мощности, так и от свойств материала, из которого состоит покрытие, а также от преобладающих агентов выветривания.

В описываемом случае наиболее эффективным материалом для защитного покрытия оказался суглинок, который нейтрализует разрушающее действие преобладающих в районе агентов выветривания — колебаний температуры и атмосферной влаги. Мощность покрытия из суглинка в этом случае должна составлять 60 см, т. е. так же, как и для целиков, она должна быть равна мощности образовавшейся за этот срок зоны выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Золотарев Г. С. Выветривание глинистых пород Поволжья и его влияние на устойчивость природных откосов. «Советская геология», сб. 35, 1948.

И. С. РОГОЗИН

РОЛЬ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТЕРРАС В ОБРАЗОВАНИИ И РАЗВИТИИ ОПОЛЗНЕЙ

На высоких крутых размываемых берегах рек, сложенных песчано-глинистыми породами, обычно образуются оползни. Особенно сильное развитие оползней происходит там, где река не только успевает уносить весь оползающий к подножию склона минеральный материал, но и размывает коренные несмещенные породы. В тех местах, где река не успевает уносить сместившиеся к подножию склона породы, оползни не так подвижны и, если в течение более или менее продолжительного времени минерального материала поступает к подножию склона больше, чем его уносится рекой, то оползни могут совсем остановиться. В основании склона образуется так называемая оползневая терраса, и оползневые процессы заменяются делювиальными.

Процессу замедления и прекращения оползневых явлений способствуют условия, когда река не только не уносит оползающие в нее массы грунта, но и откладывает здесь свои наносы, т. е. когда у берега образуется пойма — терраса, которая в таком случае служит естественной опорой неустойчивого оползневого склона.

В таких случаях отложение рекой наносов, замедление и прекращение оползневых процессов происходит в течение довольно продолжительного времени. За этот длительный период изменяются не только интенсивность (напряженность) оползневых процессов, но и форма оползней, распределение отдельных оползней на склоне, их состав, а также условия водоносности склона.

В дальнейшем снова может начаться размыв берега, причем размыву в первую очередь подвергается пойма, а затем уже им захватываются оползшие массы и коренные несмещенные породы. Очевидно, что условия развития оползней в случае возобновления размыва будут отличаться от происходивших до образования поймы (террасы). Отличия будут в составе пород, водоносности, крутизне и рельефе склона.

Возобновление размыва может произойти в любой момент до окончания полного оформления поймы или, наоборот, могут вообще не возобновиться, как это наблюдается на высоких (древних) террасах.

На практике очень часто приходится иметь дело с оползневыми склонами в период формирования террасы у их подножия или в период возобновления размыва. В связи с этим изучение процессов развития оползневых склонов и оползней в период формирования и размыва поймы (террасы) имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Необходимо сказать, что на практике скорость отложения речных наносов или скорость размыва, а также состав пород разных склонов,

их высота, крутизна, рельеф и пр. весьма разнообразны, и при изучении оползней каждый раз приходится иметь дело с разными сочетаниями условий. Поэтому нет и быть не может каких-либо шаблонов для решения практических задач, но все же можно указать на некоторые закономерности, что облегчит решение этой проблемы.

Рассмотрим процесс развития оползневого склона, начиная с момента наибольшего развития оползней, основной причиной возникновения которых является подмыв берега рекой. В это время склон наиболее крут, оползни близки к обвалам (оползни-обвалы) и захватывают весь склон снизу доверху. Кроме подмыва, на устойчивость склона влияют подземные и атмосферные воды, выветривание и другие причины, но в сравнении с подмывом они являются второстепенными. Схема геологического разреза такого склона дана на рис. 1, из которого видно, что оползень

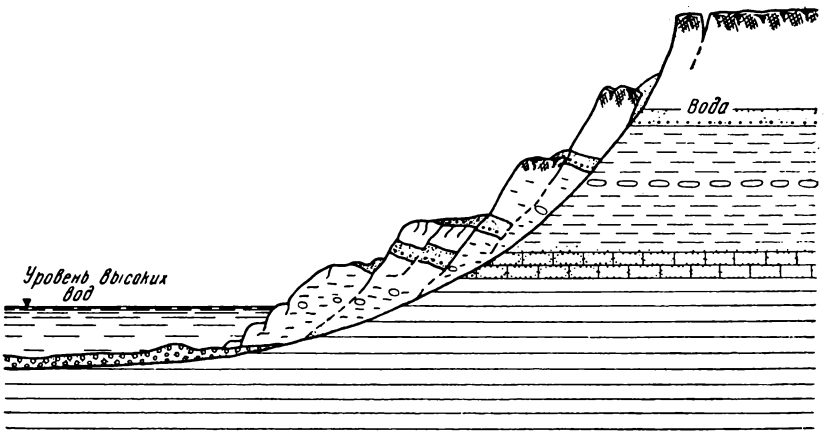


Рис. 1. Схема геологического разреза оползневого склона в момент усиленного размыва берега рекой.

выдвинулся в реку и наполз на речные наносы; обычно в связи с быстрым течением реки эти наносы представлены галечниками и песками. Рельеф склона — очень резкий, с ясно выраженными ступенями. Склон очень крут. На Волге в пределах развития юрских и нижнемеловых серых глин крутизна обычно составляет 15°, а на отдельных уступах 30—40° и круче.

Если размыв берега рекой прекратится, т. е. исчезнет основная причина образования оползней данного типа, и если даже при этом река будет откладывать у берега наносы (обычно пески), оползни будут продолжать развиваться. В этих условиях будут разрушаться ранее сползшие породы, причем разрушение коснется главным образом средней части склона, где скапливаются атмосферные и выступающие наружу подземные воды; нижняя часть окажется прикрытой частично речными наносами, частично — вновь образующимися оползнями, верхняя же часть склона, будучи более сухой, разрушается, как правило, медленнее средней.

В конечном счете образуется оползень, схематический разрез которого показан на рис. 2, где видно, что в нижней части склона, обычно еще под уровнем воды, отложились речные наносы (почти всегда пески, редко — галечники и еще реже — глины), на пески надвинулись оползни; верхняя часть склона стала круче, так как породы, слагавшие среднюю часть, сместились вниз.

В результате увеличения крутизны склона почти всегда образуются оползни его верхней части с захватом коренных, ранее не смещавшихся пород. Их образование бывает связано не только с увеличением крутизны склона, но и с выветриванием пород. Эти оползни иногда сталкивают

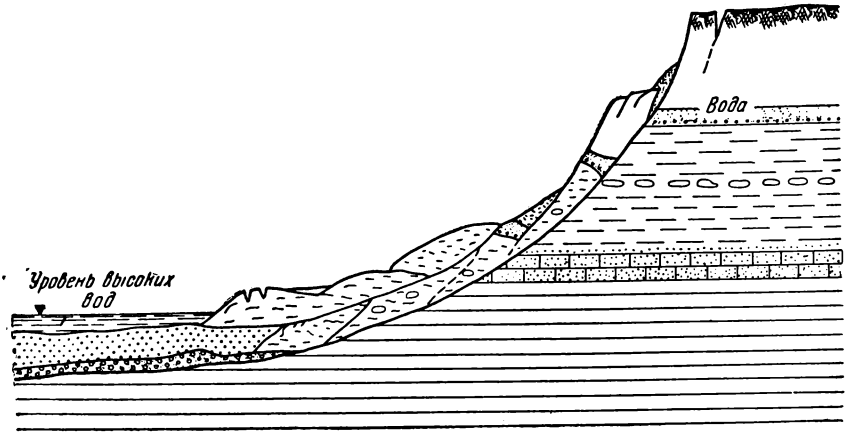


Рис. 2. Схема геологического разреза оползневого склона после прекращения размыва берега рекой и начала отложения наносов.

нижележащие, особенно если в процессе начинают участвовать подземные и атмосферные воды, действие которых становится заметным тотчас вслед за образованием оползней верхней части склона. Схема строения склона на этом этапе развития оползней показана на рис. 3, где, как

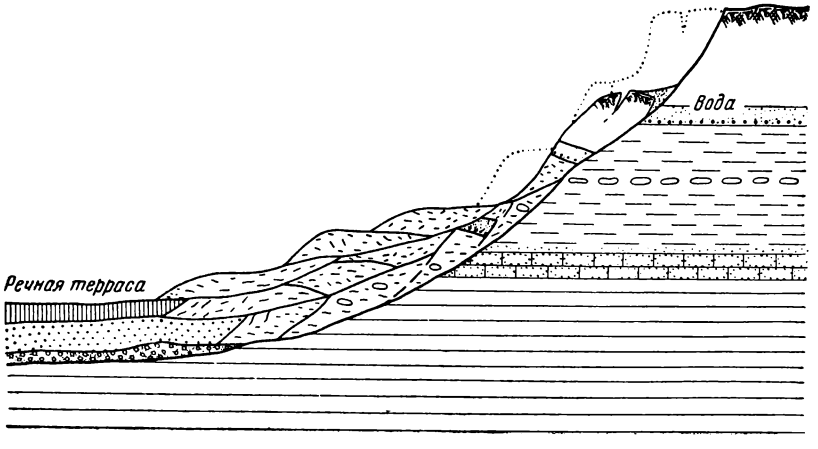


Рис. 3. Схема геологического разреза оползневого склона после образования речной террасы.

видно, аллювиальная терраса вполне сформировалась; с поверхности она почти всегда сложена суглинками. Очень часто вдоль подножия склона тянется притеррасовая впадина. Нередко суглинки или болотные отложения притеррасовой впадины перекрываются оползнями. В верхней части склона показан сместившийся блок малонарушенных коренных пород. После образования террасы склон стал положе: его высота уменьшилась на величину высоты террасы.

На этом этапе развития оползневого склона над оползневыми процессами начинают преобладать делювиальные. Склон в нижней части становится очень ровным и пологим, вверху останется слабозаметный — снивелированный — оползневый рельеф. Схема строения склона в этот период показана на рис. 4. Здесь пунктиром показан рельеф верхней части склона в период размыва.

Как видно, оползневый и делювиальный процессы в конечном счете привели к уположению откоса путем срезки верхней половины склона и к отложению срезанного грунта в основании склона. Замеряя углы, образованные поверхностью склона и горизонтальной плоскостью в период интенсивного размыва и наступления периода преобладания

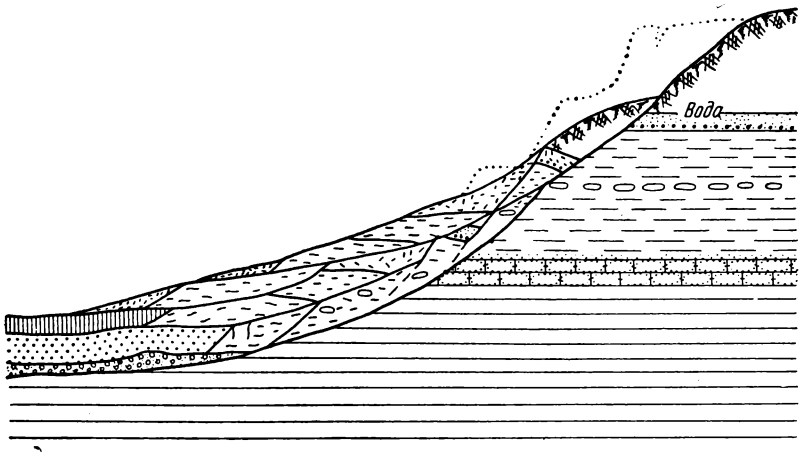


Рис. 4. Схема геологического разреза оползневого склона после прекращения оползней.

делювиальных процессов над оползнями, получим соответственно наибольшие и наименьшие углы склона, при которых происходят оползневые процессы при данной высоте склона, данных породах, местных гидрогеологических и других природных условиях.

Необходимо тут же оговорить, что полученные таким путем величины углов наклона дают только общую ориентировку при определении степени устойчивости склона и почти неприемлемы для отдельных конкретных случаев определения устойчивости оползня, так как в природе оползневые склоны с ровным однообразным рельефом встречаются чрезвычайно редко. Обычно склоны прорезаны оврагами, имеются оползневые цирки и межоползневые гребни, а для отдельных оползней — местные, только им присущие, особенности, в виде местных выходов воды, условий стока и т. п.

Представим теперь себе, что река вновь начала размывать берег. В первую очередь, как уже отмечалось, размыву будет подвергаться терраса (пойма). Как только полоса террасы у подножия склона окажется достаточно узкой, начинаются оползни. Обычно это — небольшие оползни-обвалы или небольшие сплывы делювия. Оползней, захватывающих весь склон, в этот период почти никогда не бывает. В дальнейшем размеры оползней увеличиваются, причем как размеры оползней, так и их форма, а также местные причины оползания и т. д. очень разнообразны, и на практике весьма трудно бывает определить, какие именно участки берега более устойчивы, какие менее устойчивы и как именно будут развиваться оползни. Все это объясняется пестротой геологического строения береговой полосы.

Возьмем для примера два момента размыва берега.

Первый период: размыв уже достиг оползневых масс и даже начался размыв их самих (рис. 5), но в береговой полосе под оползнями остались аллювиальные пески. Они, конечно, могут залегать не сплошь, в них могут вклиниваться оползшие массы и сами они могут быть разнородными; наконец, в силу тех или иных условий пески могут быть или устойчивыми и поддерживать оползни, и в этом случае разрушаться будут только вышележащие оползневые массы, отделяясь по поверхностям скольжения, в схеме отмеченным цифрой *1*, или же пески неустойчивы (плывуны), и тогда оползни будут захватывать значительно бо́льшие участки берега, и оползающие массы будут отделяться по поверхностям [2].

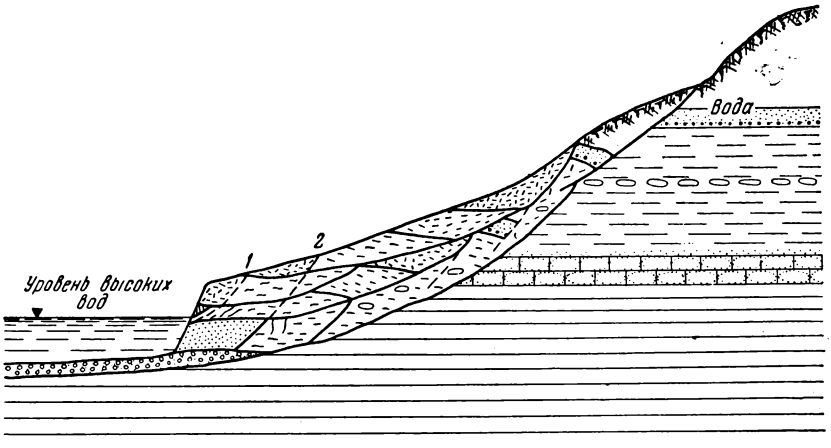


Рис. 5. Схема геологического разреза оползневого склона после размыва речной террасы.

Второй период: размыв почти целиком уничтожил отложения аллювиальной террасы. В этот момент можно ожидать крупных подвижек оползневых масс, но без захвата коренных пород. Захвата коренных пород можно ожидать тогда, когда склон будет так же крут (и так же высок), каким он был в период интенсивного размыва до образования террасы при прочих равных условиях.

Такова в общих чертах схема развития оползней в случае непрерывного, полного цикла развития и уничтожения аллювиальной террасы в месте примыкания ее к оползневому склону, причем предполагается, что терраса размывается равномерно по всей длине и размыв достигает оползней сразу по всей линии берега. В природе такой равномерный размыв встречается редко. Обычно в одних местах размыв уже достигает берега, а в других местах бывает еще довольно далек от него. В таких случаях данная выше схема не выдерживается, и разрушение склона происходит по-другому.

На рис. 6 изображен схематический план оползневого склона, часть которого защищена террасой, а другая уже начала размываться. Там, где терраса сходит на нет, образовался оползень, занявший центральную часть оползневого цирка. Оползень выдвинулся в реку, столкнув узкую (конечную) часть террасы. Но там, где терраса расширяется, оползень столкнуть ее не смог, и его левый край задержался, причем нижняя часть оказалась вспученной.

Описанный случай часто встречается в природе. Изучение подобных случаев дает возможность делать важные практические выводы. Так,

например, по ширине смещенной части террасы можно судить о размерах (ширине) искусственного контрфорса, если бы он потребовался. Ширина его, очевидно, должна быть несколько большей, по крайней мере такой, которая получилась против вспученной части оползня.

Располагая данными скорости размыва террасы, можно судить о степени опасности развития оползней для какого-либо ценного в хозяйственном или другом отношении участка берега и решить вопрос о необходимости защиты террасы от размыва. Обычно такие участки дают возмож-

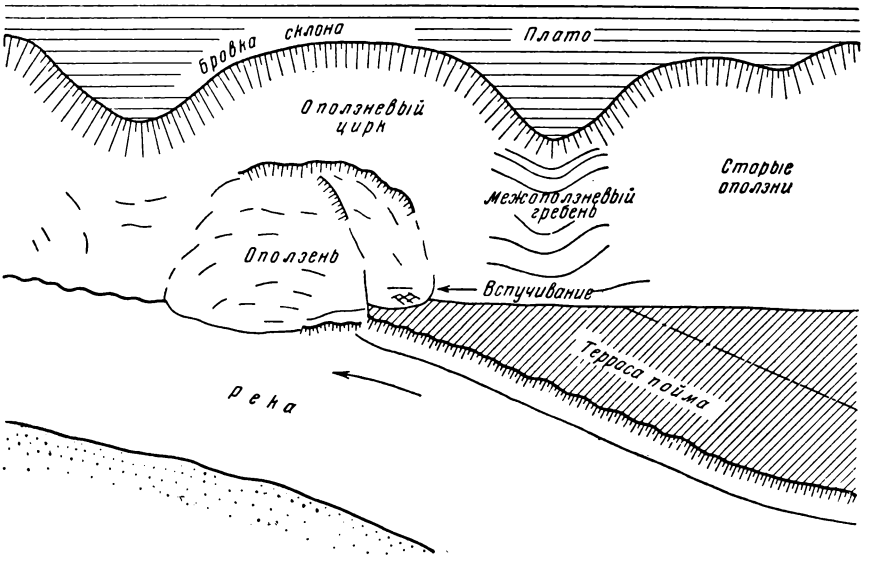


Рис. 6. Схематический план оползневого склона, частично защищенного поймой.

ность проследить все стадии развития оползней в данных природных условиях, что облегчает изучение других важных в народнохозяйственном отношении участков и позволяет дать прогноз хода их дальнейшего развития (метод аналогий).

Необходимо сказать, что внутреннее строение оползней в описанном случае очень сложное и на разных участках различное.

На рис. 6 пунктиром показана граница (край) террасы в тот момент, когда против ее конца был расположен не оползневой цирк, а межоползневый гребень. Ясно, что в этом месте внутреннее строение оползня будет отличаться от оползня в цирке. Межоползневый гребень может разрушиться с захватом коренных пород, крупные блоки окажутся смещенными и само разрушение может произойти катастрофически быстро.

До сих пор мы рассматривали взаимодействие с оползневым склоном низкой — пойменной — террасы. Посмотрим, что будет происходить в случае размыва высокой, надпойменной террасы, которая прислонена к оползневому склону.

Рассматривать оползни на самих террасах мы не будем, так как это не является темой статьи, отметим только, что часто такие оползни связаны с «вытеканием», иногда катастрофическим, песков, которыми обычно сложены низы террас. Обычно (но не всегда) высокие древние террасы бывают цокольными, и непосредственному воздействию речных вод подвергаются коренные, не смещавшиеся ранее породы. Картина разрушения склона во многом получается аналогичной изображенной на

рис. 5. Оползни образуются небольшие и захватывают или покрывающие террасовые пески древние оползневые накопления и делювий, или же захватывают также и пески. Разница только в том, что эти оползни не сползают, а сваливаются вниз через порог коренных пород.

Интересно, что подвижек старых оползневых накоплений, захватывающих всю площадь склона, почти никогда не происходит, несмотря на наличие старых поверхностей скольжения, которые хорошо сохраняются. Указанное обстоятельство можно объяснить тем, что массы старых оползней почти всегда осушены. Вода скапливается только в нижних частях склона, где и происходят мелкие оползни типа только что описанных.

Как и в случае с размывом поймы, в данных условиях оползни начнутся тогда, когда склон окажется достаточно крутым и высоким.

Размыв древних террас, также как и современных, редко происходит равномерно и параллельно древней береговой линии. Не останавливаясь на случае косого направления размыва, рассмотрим очень часто встречающийся в практике случай взаимно перпендикулярного направления древней и новой береговой линий, например, при пересечении рекой древних долин, часто висячих. В таком случае размываемый склон оказывается сложенным не только коренными, но и древнеоползневыми и аллювиальными отложениями, и геологическое строение склона, так же как и гидрогеологические условия, оказываются очень сложными. Это очень «трудные» в практическом отношении оползневые склоны.

Древние оползневые массы, к которым прислонена древняя терраса, оказываются весьма неустойчивыми, так как они сложены сильно нарушенными породами и, кроме того, в них почти всегда скапливается большое количество воды как подземной, так и атмосферной. Иногда количество воды настолько велико, что образуется овраг с оползающими стенками, и в дне висячей долины может получиться останец, сложенный аллювиальными отложениями.

Теперь остановимся на роли террас не только в развитии, но и в образовании оползней. Каким образом терраса, например, пойменная, оказывается причиной оползней? Дело заключается не в прямом, а в косвенном влиянии хода развития террас на режим реки, на размыв берегов. В связи с этим рассмотрим два конкретных случая.

Против г. Вольска, расположенного на правом берегу Волги и известного своими оползнями, находится устье левобережного притока Волги — р. Большой Иргиз. Пойма Волги на этом участке представляет собой своеобразную дельту Иргиза. Она во всех направлениях прорезана старыми руслами и покрыта массой озер и стариц. Своеобразие дельты заключается в том, что наносы Большого Иргиза смешиваются с наносами Волги; кроме того, она имеет особенный механизм наращивания. Дело в том, что перед устьем р. Большой Иргиз находится (вернее, находился) о-в Середыш. Остров образовался на месте столкновения течения Большого Иргиза и Волги вследствие замедления течения и осаждения в связи с этим наносов обеих рек. В настоящее время проток между островом и поймой выше впадения Большого Иргиза по тем же причинам занесен песчаными наносами Волги. Следовательно, в дельте Большого Иргиза отложились пески Волги, пойма увеличилась в размерах, русло Волги сузилось, и устье Большого Иргиза оказалось против пос. «Комсомолец», тогда как прежде оно было значительно выше по Волге и приходилось прямо против г. Вольска.

В недалеком прошлом таким же путем Большой Иргиз отвоевал у Волги часть ее русла и ниже по течению, там, где находится «Сухая Воложка» и еще ниже на месте «затона», а также в других местах. Таким образом, на всем протяжении Вольского оползневого района Большой Иргиз все время заставлял Волгу отступать к правому берегу.

Но правый берег был высокий и отступал под ударами Волги не очень быстро, в связи с чем волжским водам все время приходилось течь в узком русле. В настоящее время против поселков «Красный Октябрь» и «Комсомолец» русло Волги представляет собой узкую горловину, по которой Волга в межень течет с огромной для волжского течения скоростью.

В этом месте происходит сильный размыв дна. Не случайно грандиозные оползни у пос. «Комсомолец» образовались именно на этом сильно размываемом участке берега. Если же принять во внимание близость к этому участку сарпинской террасы, то можно еще добавить, что размыв происходил в этом узком проходе непрерывно после врезания долины в сарпинскую террасу, и здесь всегда было быстрое течение. Интересно отметить, что образование останца сарпинской террасы, на котором расположено с. Бетеляк, очевидно, также связано с «борьбой» вод Волги и Большого Иргиза. Волга, будучи «прижата» к правому берегу, иногда заставляла Большой Иргиз временно отступать и прорывать себе дорогу в сарпинской террасе. Вероятнее всего, это произошло в самом начале быстрого врезания долины Волги в сарпинскую террасу, когда уровень воды в ней был немногим ниже поверхности террасы.

До сих пор описывалась только отрицательная роль Большого Иргиза в образовании и развитии оползней правого берега, но на некоторых участках его деятельность играла и положительную роль. Так, например, ниже впадения в Волгу оврага Пионерлагеря, против с. Рыбное, за последние годы образовалась обширная мель, которая уже выступает над меженным уровнем реки и принимает облик поймы. Механизм образования мели очень прост. Волга, вырвавшись из узкой горловины в районе оползней у пос. «Комсомолец», сразу уменьшает скорость течения и тут же отлагает свои наносы. Отложение этих наносов сосредоточилось против с. Рыбное, так как струи воды, огибая выдвинувшиеся в Волгу оползни района пос. «Комсомолец», образуют завихрения. В данном случае оползни влияют на образование и развитие террасы. Мель, т. е. вновь образующаяся пайма Волги против с. Рыбное, играет роль надежной естественной опоры, контрфорса для развитых здесь оползней.

Сделаем некоторые практические выводы в отношении противооползневых мероприятий и вероятного развития в описываемом районе оползней в ближайшие годы и десятилетия.

Поскольку оползневые берега Волги у поселков «Красный Октябрь» и «Комсомолец» сильно размываются, в связи с чем здесь следует ожидать дальнейшего усиления оползней, казалось бы, для повышения степени устойчивости склона можно применить искусственные контрфорсы (присыпки, бермы и т. п.). Однако это повело бы к еще большему сужению русла, и, поскольку Волга отступить к левому берегу не может, так как ее «отжимает» Большой Иргиз, воды ее будут еще больше углублять русло, что может повести к новым обрушениям склона вместе с искусственным контрфорсом или защитными устройствами. Конечно, сжатие русла искусственным контрфорсом в количественном выражении, может быть, и будет незначительным, все же к этому вопросу нужно подходить осмотрительно.

Для уменьшения размыва можно предложить следующее: несколько уменьшить скорость течения самой реки Большой Иргиз, запрудив ее у с. Мало-Быковка, где она, будучи врезана в высокую террасу, протекает в узком проходе, очень удобном для сооружения плотины. Постройка плотины в этой плодородной, но засушливой местности была бы целесообразна и сама по себе. Сооружение Сталинградской гэс не исключает возможности постройки плотины у с. Мало-Быковка.

Что касается дальнейшего вероятного развития событий, то в ближай-

шие годы размыв правого берега Волги, особенно интенсивный у пос. «Комсомолец», очевидно, будет продолжаться.

Будет ли Большой Иргиз в ближайшие годы продолжать свою «агрессию»,— сказать трудно. Большой Иргиз, захватив у Волги значительную часть ее русла (проток Волги стал на этом участке руслом Большого Иргиза), переместил свое устье к пос. «Комсомолец». Направления течения обеих рек на этом участке стали параллельными. Может быть, воды Большого Иргиза найдут себе путь в «Сухую Воложку» или, забив устье песками, Большой Иргиз «перенесет» свое «наступление» в район Девичьей-Горы, где он тоже впадает в Волгу и где уже образуется остров (Воложка-Ревяка).

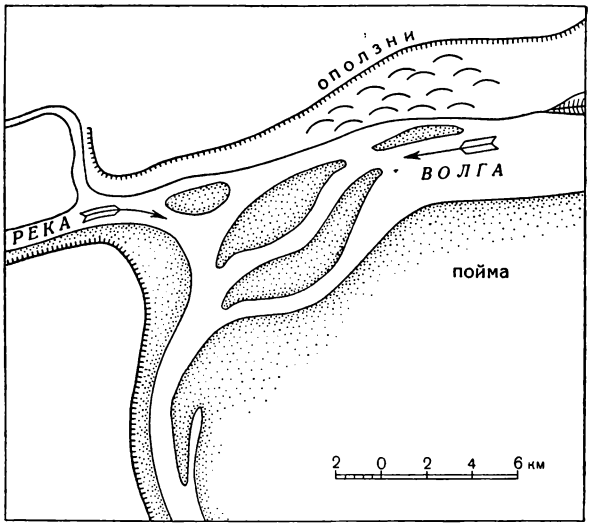


Рис. 7. Схема влияния правобережного притока Волги на размыв оползневого склона.

Для решения этих и других вопросов нужно более подробное изучение гидрологии обеих рек — Большого Иргиза и Волги.

Второй пример также связан с впадением реки в Волгу, но в этом случае река впадает не на противоположном, а на том же берегу, причем оползни расположены выше по течению от места впадения притока. На этом участке Волга делает крутой поворот и размывает высокий оползневый склон.

В отличие от «работы» Большого Иргиза, который оттесняет Волгу к правому берегу, река, которая впадает справа, отбивает течение Волги от правого берега и играет роль защитника оползней, расположенных выше по течению. В месте впадения этой реки также образуются острова и мели, которые защищают оползневый склон, но из-за особенностей строения русла Волги (рис. 7) она часто опрокидывает естественные защитные сооружения в виде островов и мелей, т. е. прорывается через них и снова начинает размывать оползневый склон. На рис. 8 видно, что направление течения Волги таково, что оно обрушивается на перемычку между островом и берегом всей своей силой, а не частью, как это наблюдается у Большого Иргиза.

Из приведенных примеров видно, что для изучения оползневых процессов на берегах рек и для дачи прогноза о ходе развития оползней необходимо знание процессов образования и развития аллювиальных террас и особенно пойм.

Г. Г. СКВОРЦОВ

О СКОРОСТИ РАЗВИТИЯ КАРСТА В ГИПСАХ

При различных инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях в карстовых областях большое практическое и теоретическое значение имеет изучение скорости развития карстовых процессов. Особенно это важно в тех случаях, когда карстующейся породой являются гипсы, растворимость которых во много раз превышает растворимость карбонатных пород.

За последние годы в геологической литературе появились работы, в которых рассматриваются вопросы изучения скорости развития карста и влияния его на устойчивость сооружений. Однако эти работы [1—4] касаются главным образом карста в карбонатных породах, что же касается гипсового карста, то обычно приводятся суждения о скорости его развития, основанные лишь на результатах лабораторных опытов. Между тем, районы наиболее интенсивного карста в нашей стране расположены именно в областях распространения гипсов, главным образом в восточной и северной частях Европейской территории СССР, где гипсы широко распространены среди пермских отложений (например, в Предуралье, на Онежско-Двинском водоразделе, в Ивановской и Горьковской областях и в других местах).

Автору представилось возможным в течение ряда лет вести наблюдения за закарстованным участком склона речной долины в Башкирской АССР (где карст приурочен к гипсам кунгурского яруса пермской системы) и собрать некоторые данные о скорости гипсового карста в природных условиях.

В указанном районе гипсами сложена нижняя часть склона долины, на высоту 20—40 м над уровнем поверхности пойменной террасы, прислоненной к склону. Средняя и верхняя части склона сложены практически некарстующимися породами уфимской красноцветной континентальной толщи перми, в состав которой входят слои мергелей, мергелистых глин и песчаников, переслаивающихся между собой и содержащих тонкие прослои известняков.

К этой толще (рис. 1) приурочены грунтовые воды, которые близ склона долины, достигнув зоны выветривания, переливаются в нижележащие трещиноватые гипсы, где ведут карстующую деятельность. Эти воды являются слабо минерализованными, гидрокарбонатно-кальциевыми водами, весьма агрессивными по отношению к гипсам.

Развитию карста здесь в большой степени способствует также затрудненность поверхностного стока, так как многочисленные карстовые воронки на склоне перехватывают воды поверхностного стока и подводят их к гипсам.

В пределах гипсовых слоев могут быть выделены две зоны циркуляции воды: верхняя — зона вертикальной циркуляции, в пределах которой движутся воды, просачивающиеся и переливающиеся из вышележащих некарстующихся пород, и нижняя — зона горизонтальной циркуляции

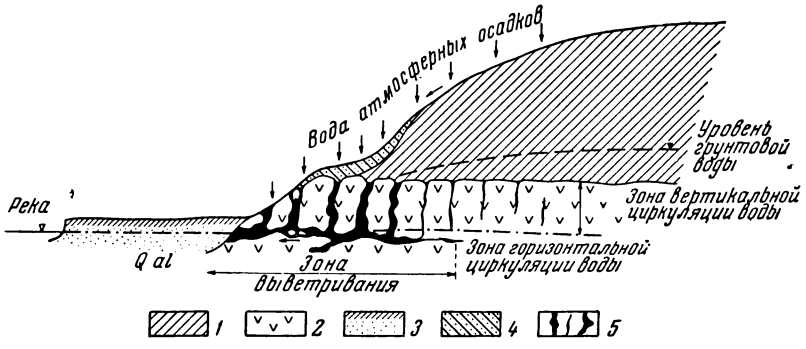


Рис. 1. Закарстованный участок склона речной долины.

1 — породы красноцветной толщи — мергели, песчаники, мергелистые глины; *2*— гипс; *3* — аллювиальные отложения; *4*— делювий; 5 — трещины и пустоты в гипсах. Стрелками обозначено преобладающее направление движения воды.

воды, где все трещины и карстовые пустоты заполнены водой второго по счету от поверхности земли водоносного горизонта — кунгурского. Воды этого горизонта, по сравнению с водами поверхностного стока и грунтовыми водами, в меньшей степени влияют на развитие карста на участке. Будучи уже насыщенными растворенным гипсом, эти воды приобретают растворяющую способность в основном также в пределах зоны выветривания, где происходит смешение их с водами поверхностного стока и грунтовыми водами.

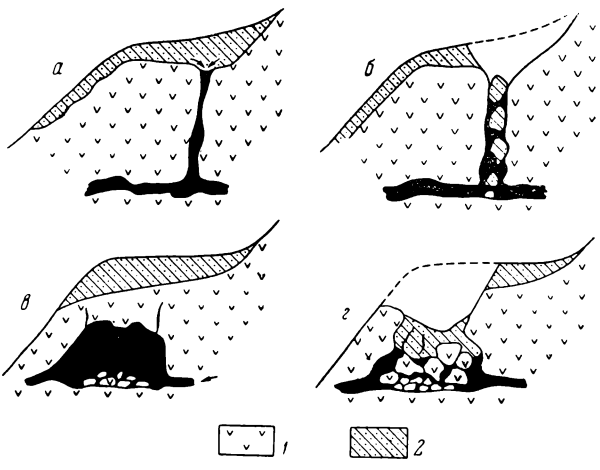


Рис. 2. Схема образования воронок:

а и *б* — коррозионного типа; *в* и *г* — провального типа; *1* — гипсы; *2* —некарстующиеся породы.

Следствием развития карста на склоне является частое возникновение карстовых воронок.

Еще 60 лет тому назад геолог Ф. Н. Чернышев, посетивший этот район в целях железнодорожных изысканий, писал, что на этом участке иногда в течение одной ночи образуются воронки, в которых скрываются большие деревья, и что это явление довольно частое.

Возникающие на склоне карстовые воронки могут быть отнесены к двум типам: воронки коррозионного типа и воронки провального типа. В первом случае воронки образуются в связи с коррозией — разъеданием гипса по стенкам трещин водами, проникающими в трещины с поверхности земли (рис. 2), т. е. водами, ведущими карстующую деятельность в зоне вертикальной циркуляции воды.

Воронки второго — провального — типа, образуются при обрушении пород, слагающих своды сравнительно больших карстовых пустот, развивающихся обычно в зоне горизонтальной циркуляции воды под действием всех видов смешивающихся здесь вод. Карстовые воронки этого типа характеризуются довольно значительными размерами.

Изучению скорости развития карста на рассматриваемом участке способствовала представившаяся возможность собрать некоторые сведения о возникновении карстовых воронок на склоне за довольно длительный период, начиная с 1893 г. Наиболее достоверными из этих сведений являются данные последнего тридцатилетия с 1916 по 1946 г.

Возникновение карстовых воронок на участке происходит почти ежегодно, причем преимущественно в весеннее время, когда усиливается циркуляция воды и создаются условия, способствующие возникновению провалов. Наиболее катастрофическим в этом отношении являлся 1927 год, климатические условия которого способствовали интенсивному обрушению сводов карстовых пустот, развившихся в гипсах. Предшествовавшее этому году десятилетие, наоборот, отличалось, судя по всем данным, слабым проявлением карста на поверхности земли.

Данные об объеме карстовых воронок, возникавших в разные годы на поверхности склона при провалах, сведены нами в таблицу.

Годы	Суммарный объем воронок, возникших за год, м³	Годы	Суммарный объем воронок, возникших за год, м³
1916	14,2	1940	2,0
1926	0,5	1941	5,7
1927	8025,0	1942	0,5
1928	1,0	1943	1,5
1929	1,0	1945	334,7
1934	22,5	1946	34,0
1937	1,0		

Таким образом, объем карстовых воронок, образование которых зарегистрировано за 31 год наблюдений, составляет 8443,6 м³. Имеются основания предполагать, что эта величина может считаться скорее заниженной, чем завышенной.

Если учесть некоторое разрыхление пород при обрушении, то можно считать, что в течение одного года, в пределах рассматриваемого участка склона протяженностью 4 км и шириной 250 м, в слоях гипса развиваются карстовые пустоты суммарным объемом в среднем 300 м³/год. Подобный объем равновелик одной конусообразной карстовой воронке глубиной 10 м и диаметром около 11 м.

К расчету скорости развития карста на этом участке можно подойти и другим путем, используя способ наблюдений за величиной подземного стока и приращением содержания растворенного гипса в воде при прохождении ее по карстующимся слоям. Следует отметить, что этот способ дает весьма приближенные результаты и зависит от многих условий, в том числе от продолжительности и тщательности наблюдений.

Проводившиеся в течение четырех лет наблюдения за поверхностным стоком на склоне и изучение подземного стока позволили произвести ориентировочный расчет баланса подземных и поверхностных вод рассматриваемого участка. Наблюдения показали, что на отдельных, довольно

значительных, площадях склона поверхностный сток, в связи с большим числом водопоглощающих карстовых понор и воронок, за год составляет всего лишь 1—2% от годового количества атмосферных осадков, а для всей площади склона с учетом площадей распространения некарстующихся пород равен 17% годовых атмосферных осадков. Если принять для расчета эту заведомо максимальную величину, а также величину испарения равной 40%, то величина подземного стока определится в 43% от количества атмосферных осадков, что при средней годовой величине последних, равной 500 мм, составит около 1 млн. м^3 воды в год для участка склона с водосборным бассейном в 4 км^2 (включая площади распространения некарстующихся пород).

Одновременно велись наблюдения за химическим составом подземных вод. Выявилось, что источники, расположенные в верхней части склона и выходящие из некарстующихся пород, обладают минерализацией порядка 0,3—0,5 г/л, а источники, расположенные у подошвы склона, вода которых прошла некоторыми путями по гипсам, содержат растворенных солей до 1,3—1,5 г/л, т. е. минерализация воды увеличивается примерно на 1 г/л. Эти наблюдения позволили подойти к оценке величины выноса растворенной породы из слоев гипса в пределах рассматриваемого участка: примерно 350 м^3 гипса за год.

Несмотря на все приближения и неточности, которые неизбежно были допущены при подобного вида расчетах, порядок полученных цифр весьма близок к величине объема карстовых воронок, возникающих на участке в течение года.

Для относительной оценки скорости развития карста Н. В. Родионов [4] рекомендует применять так называемый показатель активности карстового процесса, выражающийся отношением объема растворенной породы v, выносимой подземными водами, к общему объему карстующихся пород V за определенный отрезок времени.

Принимая объем карстующегося массива равным 18 млн. м^3, получаем для рассматриваемого случая показатель активности карста в гипсах

$$A = \frac{v}{V} \cdot 100 = \frac{300 \times 1000}{18\,000\,000} \times 100 = 1{,}67\% \text{ за тысячелетие.}$$

Для карбонатных пород, находящихся в благоприятствующих карстовым процессам климатических условиях районов Крыма и Черноморского побережья Кавказа (Сочи), Н. В. Родионов приводит величины показателя активности карста соответственно равными 0,15% и 0,5% за тысячелетие. Как видим, в связи со значительной растворимостью гипсов, показатель активности карста для рассмотренного участка склона в несколько раз превышает эти величины, хотя климатические условия Башкирии менее способствуют карстовым явлениям по сравнению с климатическими условиями Черноморского побережья Кавказа и Крыма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, 1940.
2. Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. ГОНТИ, 1939.
3. Родионов Н. В. Некоторые закономерности карста в карбонатных породах. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского, т. III, 1948.
4. Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем им. акад. Ф. П. Саваренского, т. VI, 1949.

Е. В. ШАНЦЕР и А. И. ИМШЕНЕЦКИЙ

К ВОПРОСУ ОБ АБРАЗИИ БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ

Настоящая статья содержит описание некоторых наблюдений над результатом абразионной деятельности прибоя на береговой линии одного водохранилища и некоторые краткие выводы о масштабе и ходе абразии его берегов. Поскольку известен срок существования водохранилища, эти выводы имеют общее значение, и могут быть использованы в будущем при сооружении водохранилищ подобного типа в областях распространения лессовидных отложений.

Несколько лет назад авторы посетили район одного из водохранилищ, когда вода из него была почти полностью спущена. В осушенной чаше водохранилища вдоль его прежней береговой линии всюду сохранились яркие следы абразионной работы прибоя, сильно изменившей первоначальный облик склонов долины. Здесь, вблизи уровня проектной отметки наполнения водохранилища, повсеместно прослеживалась широкая, четко выраженная в рельефе абразионная ступень. В головной части водохранилища, где эта ступень вырезана в рыхлых лессовидных и песчаных породах, ее общая ширина нередко достигала 70 и даже 100 м. В 40 км выше плотины в связи с выклиниванием подпора абразионная ступень оказывалась опущенной и проходила в нижних частях склона долины, сложенных более устойчивыми породами. Естественно, что в силу большой твердости этих пород общая ширина абразионной ступени оказывалась здесь значительно меньшей. Но и в этом случае она была хорошо оформлена в рельефе. Ширина пляжевых площадок порой достигала 20 м, не спускаясь ниже 8—10 м.

Главная абразионная ступень оказалась сложно построенной и слагалась повсеместно из трех ступенчато расположенных пляжевых площадок, отделенных резкими уступами и располагавшихся одна над другой на высоте 1,5—2 м. Эти три хорошо оформленные пляжевые площадки объединены нами ниже в группу I и обозначаются, считая сверху, соответственно индексами I^1, I^2, I^3 (рис. 1).

Ниже по склону наблюдался еще ряд более мелких волнобойных линий, возникших во время спуска водохранилища. Среди них верхние три волнобойные линии, сопровождавшиеся относительно более разработанными пляжевыми площадками, шириной в некоторых случаях до 4—5 м, объединены нами в группу II (считая от верха площадки: II^1, II^2 и II^3), а остальные, гораздо менее развитые,— в группу III, заключающую до 11 волнобойных линий в головной части водохранилища (считая сверху: от III^1 до III^{11}). По мере движения вверх по реке к хвостовому концу водохранилища число волнобойных линий группы III постепенно уменьшается, а еще выше сходят на нет волнобойные линии и II группы. Что

касается главной абразионной ступени (пляжевые площадки группы I), то она была прослежена нами вплоть до верхнего края водохранилища, хотя в этом районе ее общая ширина оказалась уже значительно меньшей.

Морфологию и строение главной абразионной ступени и волнобойных линий групп II и III хорошо иллюстрирует приводимое ниже описание профиля берегового склона, расположенного немного выше плотины (рис. 2). Здесь в пологий склон долины отчетливо врезана ступень I^1 береговой линии водохранилища. В почти вертикальном обрыве клиффа I^1 вскрыты лессовидные породы с современной черноземной почвой на них; ниже лесс подстилается тонкозернистыми древнеаллювиальными

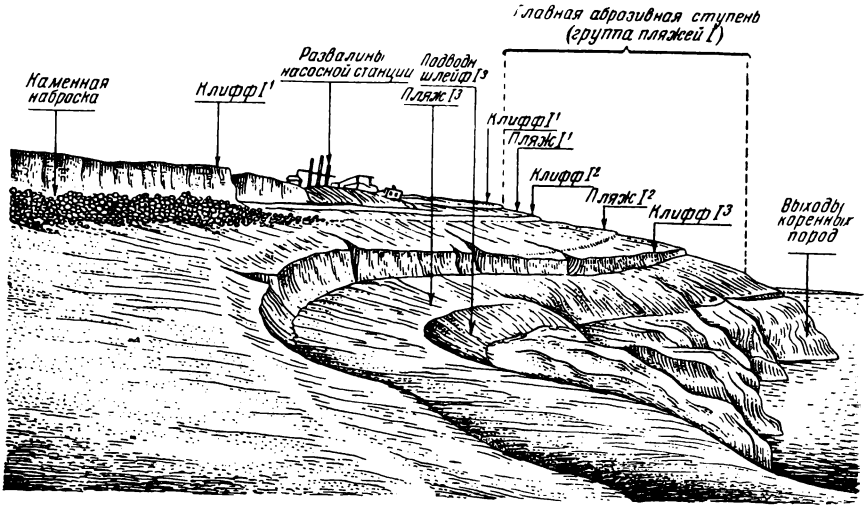


Рис. 1. Общий вид абразионных пляжевых площадок на дне спущенного водохранилища.

песками (слои *1*, *2* и *3* на рис. 2). Общая высота клиффа — около 4—4,5 м.

К основанию клиффа примыкает пляжевая площадка I^1 шириной 20 м с уклоном поверхности в сторону реки до 2—3°. Нагорная (внутренняя) часть площадки вырезана в породах, обнаженных в клиффе (слой *3*), и лишена наноса за исключением незначительного делювиального намыва у самого основания. По приречной (внешней) стороне площадки в обрыве клиффа, ограничивающего расположенную ниже пляжевую ступень I^2, вскрыт описанный ниже нанос мощностью до 0,5—0,6 м. На поверхности самой пляжевой площадки I^1 крайне редко попадаются одиночные раковины *Dreissensia polymorpha*. По словам жителей, во время максимального наполнения водохранилища эта площадка целиком была затоплена лишь во время весеннего паводка.

Обрыв клиффа I^2 высотой 1,5—1,6 м, врезанный в пляжевую площадку I^1, в большей части завален каменной насыпкой и вскрыт только местами. В одном из таких пунктов видно, как под современным делювиальным намывом мощностью 0,25 м (см. слой *5* на рис. 2) залегают пляжевые пески, покрывающие край площадки I^1 (слой *6*). Современный делювиальный намыв представляет чередование по тонкой слоистости: а) тонкопесчаной пылеватой супеси и б) тонкозернистого пылеватого песка. Порода — палевого цвета, плотная, слабопористая, с вертикальной трещиноватостью и редкими раковинами *Helicidae*. Лежащие ниже пляжевые пески имеют палево-желтый цвет; в массе они очень тонкозер-

нисты, приближаясь к алевритам, с тонкой, очень полого наклоненной в сторону реки слоистостью. Общая мощность песчаной толщи достигает всего 0,29—0,30 м, причем в основании проходит 0,01-м прослойка несколько более рыхлого желтого мелкозернистого песка. Местами в основании толщи включены небольшие угловатые глыбы гранита, принесенные сюда из расположенной рядом каменной наброски. Пляжевые пески резкой границей налегают на тонкозернистые уплотненные древнеаллювиальные пески, описанные уже выше в клиффе I^1 и вскрытые в этом месте еще на 1,2—1,5 м.

Пляжевая площадка в основании клиффа I^2 построена сложнее пляжа I^1 (см. рис. 2). Общая ширина ее достигает 40 м, местами доходя до

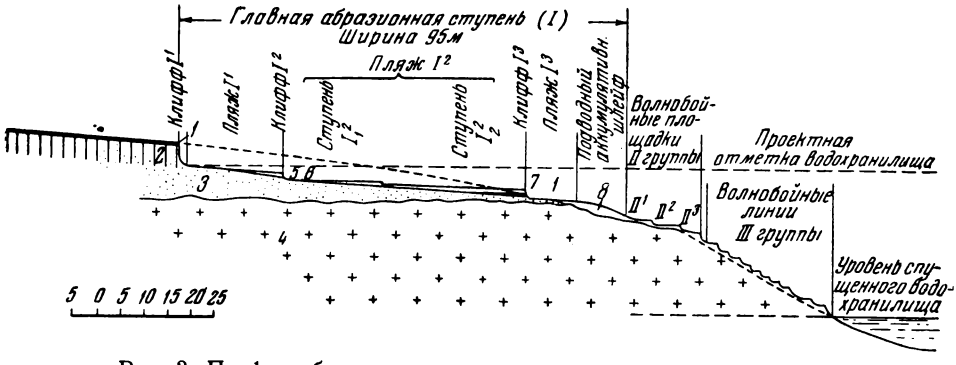


Рис. 2. Профиль берегового склона спущенного водохранилища

1 — черноземная почва; *2* — лёсс; *3* — древнеаллювиальные пески; *4* — коренные породы; *5* — делювиальный намыв; *6* — отложения пляжа I^1; *7* — отложения пляжа I^2; *8* —отложения пляжа и подводного шлейфа I^3.

Штриховой линией обозначена первоначальная поверхность склона долины до его абразии.

50—60 м, причем она ясно делится на две части: внутреннюю (нагорную) шириной 15—20 м (I_1^2) и внешнюю (приречную) шириной до 30—40 м (I_2^2).

Внутренняя часть пляжа I^2 (I_1^2) имеет уклон около 1—2° в сторону реки и отделена от внешней части неясным, округлым волнобойным уступом высотой 0,20—0,25 м.

Внешняя часть пляжа I^2 (I_2^2) имеет несколько выпуклую поверхность, уклон которой нарастает в сторону реки от 1—3° до 5—7°.

Поверхность обеих частей пляжа I^2 покрыта тонкозернистым алевритоподобным песком, светложелтого цвета, уплотненным с поверхности. Как и на пляже I^1, изредка попадаются отдельные раковины *Dreissensia polymorpha*, обычно же фауна отсутствует совершенно.

В неглубоких промоинах, прорезающих поверхность пляжа I^2, на всем протяжении вскрыт покрывающий его песчаный нанос, составляющий единый слой, в котором только вырезан промежуточный уступчик. Мощность этого наноса закономерно нарастает от 0,01—0,03 м у основания клиффа I^2 до 0,5—0,7 м на внутреннем (приречном) краю площадки I_2^2 (слой *7* на рис. 2). Сложены эти пляжевые отложения тонкослоистыми алевритоподобными песками, в отдельных прослоях то тонкозернистыми, то мелкозернистыми, иногда с небольшой примесью мелкой гранитной дресвы и мелких катышей лессовидных пород, с редкими раковинами *Dreissensia polymorpha*. В обрыве срезающего пляж клиффа I^3 видно, что в основании толщи содержатся многочисленные послойно распределенные куски сосновой коры, угловатые осколки гранита из каменной наброски и крупные катыши из гумусового горизонта почвы.

Толща пляжевых отложений по резкой границе налегает на частично сохранившуюся от абразии черноземную почву. Гумусовый ее горизонт уничтожен почти нацело, от него остались только отдельные линзочки мощностью не более 0,1 м. Карбонатный горизонт, наоборот, прекрасно сохранился. Общая мощность почвенного слоя достигает в этом разрезе 0,3 м. Факт сохранности почвы в этом месте позволил с достаточной точностью восстановить первоначальную форму склона, в котором вырезана вся абразионная ступень в целом (см. пунктирную линию на рис. 2). Субстратом почвы в обрыве клиффа I^3 оказались непосредственно древнеаллювиальные пески, уже описанные выше (слой *3* на рис. 2); они обнажены здесь на 0,8—1,0 м.

В основании клиффа I^3 располагается пляжевая площадка I^3 шириной 10—20 м, которая тянется узкой извилистой полосой, огибающей вершины всех овражков, рассекающих нижележащую скалистую часть склона, спускающегося к реке. В этом отношении описываемая площадка резко отлична от пляжевых площадок I^1 и I^2, почти прямых в плане. Эта площадка с уклоном 1—3° переходит в сторону реки в подводный аккумулятивный шлейф, поверхность которого наклонена значительно круче (от 2—4° в нагорном краю до 15—25° в приречном). Высота шлейфа — около 4—4,5 м по вертикали.

Сама пляжевая площадка I^3 сложена с поверхности непостоянным по мощности покровом тонких алевритоподобных песков, маскирующим неровности крови подстилающих докембрийских гранитов, отдельные повышенные участки которых проступают кое-где на поверхности. На пляже встречается довольно много раковин *Dreissensia*, *Paladina*, *Unio*.

Выходы коренных пород в пределах пляжа I^3 представляют собой отпрепарированную абразией постель древнеаллювиальных песков, описанных выше (слой *3* на рис. 2). Общая мощность толщи последних достигает 11—12 м.

Аккумулятивный шлейф, примыкающий к пляжевой площадке I^3, располагается уже в верхней части скалистого склона, где кровля коренных пород резко понижается, в связи с чем мощность песков подводного аккумулятивного шлейфа I^3 возрастает до 1 м и даже более. Характер этих песков (слой *8*, рис. 2) отражен в небольших промоинах, вскрывающих как шлейф, так и поверхность пляжа I^3. Они имеют светложелтый цвет, рыхлы, хорошо отмыты, в отдельных прослоях содержат примесь гранитной дресвы ракушечного детритуса, но в массе тонкозернисты или мучнисты, так что напоминают настоящий алеврит. Слоистость тонкая, наклонена параллельно уклону поверхности в сторону реки под углом 2—4° в пределах пляжа и до 15—25° — в пределах шлейфа. При этом пачка песков, слагающих шлейф, как бы прислонена к срезанным ею пескам пляжевой площадки (рис. 3).

Ниже шлейфа I^3 по склону выделяется целая серия относительно мелких волнобойных ступеней, соответствующих различным стадиям спуска водохранилища и падения воды при паводке 1945 г. Как уже было сказано, среди них ясно различаются две группы.

Группа пляжевых площадок II приурочена к верхней части крутого скалистого склона. Они резко отличаются от пляжей группы I по высоте, а от пляжей группы III — своими значительно бо́льшими масштабами. Во II группе хорошо различаются три ступени:

II^1 — около 19 м над уровнем чаши водохранилища
II^2 — „ 17,5 м „ „ „ „
II^3 — „ 16 м „ „ „ „

Все три пляжевые площадки протягиваются вдоль склона почти непрерывными полосами, изгибающимися в плане, огибая склоны всех

мысов и заходя во все отвершки. Ширина их на ступенях II^1 и II^2 достигает 4—6 м, на II^3 не превышает 2 м. Хорошо оформленных клиффов ни одна из них не имеет.

Площадки группы II располагаются на уровне перегиба от крутого склона к относительно выровненному, слабо наклоненному к реке участку поверхности цоколя, лежащему на отметках, близких к высоте 25-метровой (второй надпойменной) террасы. В данном случае это обстоятельство, несомненно, способствовало относительно хорошему их развитию.

Все три площадки группы II сложены с поверхности песками, но ясно выраженных шлейфов не имеют, возможно, в силу относительной крутизны склона. Мощность песков невелика, и во многих пунктах из-под них проступают коренные породы. На поверхности пляжей нередки раковины, преимущественно *Dreissensia polymorpha*, реже — *Poludina vivipara* и *Unio* sp.

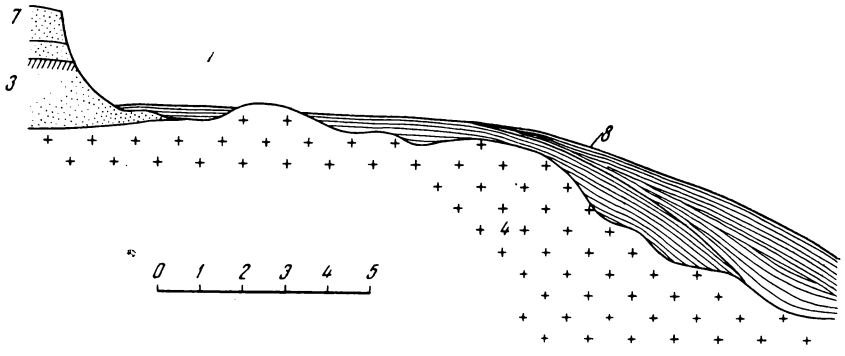


Рис. 3. Деталь строения пляжа и аккумулятивного шлейфа I^3.

Условные обозначения — см. под рис. 2.

Волнобойные площадки группы III развиты в пределах крутой скалистой части склона. Морфологически они не являются настоящими пляжами и развиты не сплошь, прерываясь в особенно крутых пунктах склона. Наиболее хорошо они выражены по склонам мелких ложбин и овражков, огибая их наподобие естественных горизонталей рельефа. Все они вырезаны в рыхлом поверхностном покрове склона, состоящем из осыпи и донных осадков водохранилища, нигде не достигающем сплошного развития и по мощности не превышающем 0,3—0,5, реже 1 м. Настоящих клиффов они не имеют. Сами площадки никогда не превышают 1—2,5 м ширины и имеют не вполне ясно выраженную поверхность, где возвышаются отдельными буграми коренные выходы гранитов, а иногда валяются их обломки.

Нанос, покрывающий волнобойные площадки группы III, сходен с описанным ранее, но менее однороден. Мощность его крайне непостоянна. Фауна встречается главным образом в виде отдельных линзовидных прослоев в явно вторичном залегании. Решительно преобладают *Dreissensia polymorpha*.

На описываемом участке удалось проследить 11 довольно выдержанных по простиранию площадок группы III (от III^1 до III^{11}) с относительными высотами над подпертым уровнем реки соответственно около 15,5 м, 14 м, 12 м, 11 м, 8,5 м, 7,5 м, 6,5 м, 5 м, 3 м и 1,5 м. Каждая волнобойная линия группы III выработана в сроки, измеряемые немногими днями, что свидетельствует о большой скорости абразивного процесса даже в условиях сильно суженного зеркала водохранилища. Сходные волнобойные линии, связанные со спадом сезонного паводка, наблюдались

авторами на стенках русел многих рек с ненарушенным режимом, в частности на Оке и Волге. На Оке величина ступеней несколько меньше, на Волге же они по размеру очень близки к описанным. Во время исследования водохранилища после спуска воды в связи с падением уровня воды на 1 м нам удалось видеть, как в течение 3—5 дней из-под воды обнажилась новая волнобойная площадка III[12], а прибой начал разрабатывать еще одну площадку на более низком уровне.

Такое происхождение площадок группы III делает их мало интересными для суждения о масштабах переработки берегов водохранилища. Точно так же не имеют большого значения для нас и площадки группы II. Поэтому в дальнейшем мы ограничимся описанием исключительно главной абразионной ступени.

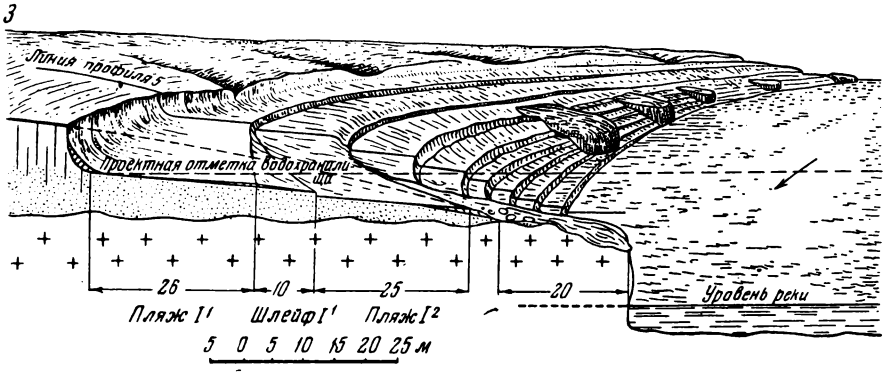


Рис. 4. Профиль и общий вид правого склона дна спущенного водохранилища.

Условные обозначения — см. под рис. 2.

При прослеживании пляжевых площадок группы I вдоль водохранилища можно легко убедиться в том, что их ширина и морфология зависят, прежде всего, от первоначальной крутизны склона долины, если даже они выработаны в совершенно однородных рыхлых породах. Эта зависимость выражается в том, что при большой крутизне склона ширина пляжевых площадок заметно уменьшается, а высота главного клиффа I¹ соответственно возрастает. Особенно наглядно это видно из сравнения описанного профиля (см. рис. 2) с двумя другими профилями (рис. 4 и 5), иллюстрирующими морфологию берега водохранилища в двух соседних участках правого склона долины, в 30 км выше плотины. Первоначальная крутизна склона была установлена тем же методом, что и для профиля, показанного на рис. 2, т. е. на основании находок горизонтов неразмытой черноземной почвы в уступах клиффов I³ (см. рис. 4 и 5 и табл. 1).

При уменьшении крутизны склона ширина абразионной ступени и составляющих ее пляжевых площадок сильно возрастает, а высота клиффа резко уменьшается. Наконец, при первоначальной крутизне склона в 2—3° абразия практически прекращается, сводясь к слабому перемыванию набегающими волнами поверхностного слоя грунта, и прежде всего — почвы. Это и понятно, если учесть, что уклон пляжевых площадок на абразивной ступени также равен 2—3°. На таких пологих склонах никакого абразионного вреза вообще не возникает, следовательно, не должен возникать и заметный клифф, который ограничивал бы нагорный край всей ступени в целом. В подобных случаях он замещается насыпным песчаным береговым валом, иногда достигающим 20 м ширины при высоте в 1—1,2 м.

Таблица 1

Зависимость ширины пляжевых площадок от первоначальной крутизны склона

Места наблюдений	Первоначальная крутизна склона, град.	Ширина пляжевых площадок [1], м			Суммарная ширина абразионной ступени, м	Высота клиффа I^1, м
		I^1	I^2	I^3		
Профиль выше плотины (рис. 2)	8—12	22	51	20	93	5
Профиль в 30 км от плотины (рис. 4)	10—15	38	25	—	63	7
Там же (рис. 5)	15—20	13	11	10	34	8

[1] Вместе с подводным аккумулятивным шлейфом.

Подобная картина наблюдалась нами на левом склоне долины, тоже примерно в 30 км выше плотины, в устьях двух балок. Здесь береговая линия водохранилища проходила по пологопокатой поверхности надпойменной террасы, достигающей 1000—1300 м в ширину. Нагорный край

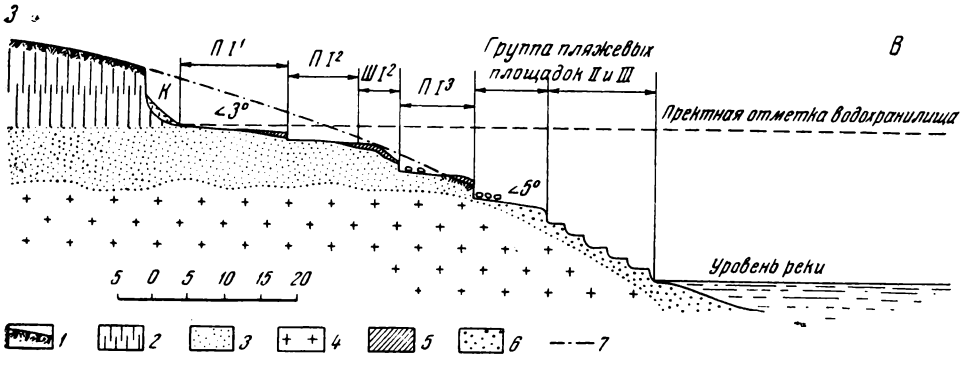


Рис. 5. Профиль правого склона ложа водохранилища.

I — главная абразионная ступень: *П1*[1] — первый пляж; *П1*[2] — второй пляж; *Ш1*[2] — шлейф второго пляжа; *П1*[3] — третий пляж; *II* и *III* — волноприбойные линии второй и третьей ступеней; *К* — осыпь в основании клиффа;
1 — почвенный горизонт; *2* — лёсс; *3* — древнеаллювиальные пески; *4* — коренные породы; *5* — пляжевые и шлейфовые отложения водохранилища; *6* — разнозернистые пески волноприбойных линий; *7* — первоначальная поверхность склона долины до ее затопления.

террасы на 2—2,5 м возвышается над волнобойной линией I^1. Приречный край снижен до уровня, приблизительно соответствовавшего волнобойной линии I^2.

Здесь клифф I^1 выражен лишь местами, проходя в основании очень пологого склона от плато к террасе; обычно он не превышает в высоту 0,2 м и только в одном месте достигает около 1 м высоты. Над его бровкой образуется береговой вал шириной до 18 м, насыпанный из рыхлого песка с битой ракушей слоем мощностью 0,2—0,3 м.

Под клиффом I^1 располагается пляжевая площадка шириной до 100 м при уклоне около 2° (с песчаной поверхностью), на котором изредка встречаются раковины *Dreissensia*. Покров пляжевого песка здесь не превышает 0,05—0,07 м, только на краю площадки наблюдаются более мощные и рыхлые пески с большим количеством ракуши.

Клифф I^2 тоже не превышает 1 м в высоту. Лежащий ниже пляж I^2, имеющий уклон до 2—4° на протяжении первых 20—25 м, также почти чисто абразионный, и только ракуши на нем больше, чем на пляже I^1. На расстоянии 20—25 м от клиффа I^2 начинается полоса рыхлых песков шириной до 10 м с обильной ракушей *Dreissensia* и *Unio* на поверхности. В этой полосе мощность пляжевых песков доходит до 0,10 м, при этом уклон возрастает до 5—6°, и местность сразу понижается примерно на 1,5 м, спускаясь без ясного клиффа к пляжевой площадке I^3; последняя достигает 50—60 м ширины и характеризуется рыхлым песчаным покровом, оканчивающимся в 15—20 метрах от начала пологого склона, ведущего к реке. На этой площадке много ракуши, особенно обильной в полосах, видимо, отвечающих временным волнобойным линиям. Здесь в закопушке встречены диагонально слоистые пески с ракушей и прослойками иловатого состава; мощность песков — до 0,10 м, они залегают на хорошо сохранившейся почве, сформированной на древнеаллювиальных песках.

Таким образом, общая ширина главной абразионной ступени в описанном случае достигает 195 м, причем ширина одного только пляжа I^1 составляет 100 м.

Именно такую ширину — порядка 200 м — и следует, повидимому, считать возможным пределом, к которому стремится развитие абразионной ступени при любой крутизне первоначального склона, потому что только на пляжевых площадках такой большой ширины, даже в моменты наивысшего стояния уровня воды, будет обеспечено полное затухание энергии набегающей волны. При меньшей ширине абразионной ступени сохраняется еще возможность дальнейшей абразии берега, хотя бы при наиболее сильных штормах в высокую воду, когда волна, не потерявшая всей своей энергии во время пробега по пляжу, ударяется в основание клиффа. Поэтому все ранее описанные случаи нельзя рассматривать как примеры профилей береговой линии, достигшей абсолютной равновесной формы.

В свете сказанного становится вполне ясным смысл выявленной связи между шириной абразионной ступени и крутизной первоначального склона: чем круче склон, тем выше формирующийся клифф и тем больше объем обрушающегося с него обломочного материала при подмыве его волной. Обрушившийся материал в виде крупных глыб и конусов осыпания загромождает нагорную часть пляжевой площадки и некоторое время играет роль защитной наброски, которая предохраняет клифф от прямого удара волны. Только когда эта естественная наброска будет полностью удалена прибоем, возникнет возможность нового подмыва клиффа и дальнейшего расширения пляжевой площадки. В итоге общая скорость абразии падает.

При более пологом склоне образуется более низкий клифф. Объем материала, обваливающегося с него при подмыве волной, меньше, он легче и быстрее удаляется прибоем. Скорость абразии на склонах меньшей крутизны вначале превышает скорость абразии крутых склонов. Именно поэтому за один и тот же промежуток времени и возникли в разных местах абразионные ступени различной ширины. Однако по мере развития абразии указанные различия неизбежно должны сглаживаться. При большой ширине пляжа значительная часть энергии набегающей волны теряется при пробеге по его поверхности. Скорость абразии пологого склона соответственно понижается и постепенно выравнивается со скоростью абразии более крутых склонов. Вместе с тем прогрессивно уменьшается и общий масштаб абразии берегов вообще.

По побережью описываемого водохранилища эта стадия развития уже наступила к моменту спуска воды. Такой вывод подтверждается це-

лым рядом фактов, из которых наиболее показательны наблюдения над донными осадками водохранилища. Мощность последних, как и фациальный состав, сильно варьирует в разных участках дна. Во внутренних частях главной чаши водохранилища развиты илистые или иловато-песчаные фации суммарной мощностью от нескольких сантиметров до 0,2—0,3 м (максимум). Преимущественно песчаные отложения прибрежных зон, особенно боковых заливов и участков дна, примыкающих к устьям балок, достигают мощности 0,5—1 м, а местами и 3,5 м. Однако во всех случаях достаточно ясно заметна годичная слоистость. При этом нижние слои, соответствующие первым двум или трем годам существования водохранилища, всегда особенно мощны и составляют до 60—80% всей толщи. На долю верхних слоев, соответствующих последующим 8—9 годам, приходится всего 20—40% общей мощности, а сами слои сложены существенно более тонким по механическому составу материалом. Толщина годичных слоев в верхах пачки падает в десятки и даже в сотни раз по сравнению с толщиной первого годичного слоя. Иными словами, из года в год происходило прогрессирующее уменьшение количества поступавшего с берегов обломочного материала, главным поставщиком которого была абразия. С течением времени интенсивность абразии быстро затухала; крупных масштабов она достигала только в первые годы после подъема воды до проектной отметки.

При наблюдении за абразионными ступенями по побережью водохранилища вначале невольно поражаешься их ширине, с первого взгляда как бы находящейся в противоречии с ограниченной шириной водного зеркала. В самом деле, ширина водохранилища, даже в его головной части, не превышала 2,5—3 км, а выше обычно колебалась от 1,5 до 2 км, местами снижаясь даже до 750 м. Правда, длина его была велика. Однако извилистая форма в плане делала его похожим по очертаниям скорее на русло крупной реки, чем на озеро. Это обстоятельство отнюдь не благоприятствовало возникновению крупной волны на его поверхности, размеры которой, как известно, зависят прежде всего от длины разгона. По расчетам Б. Т. Бовина, даже при самых благоприятных условиях высота волны против средней части плотины не должна была превышать 1,636 м, т. е. цифры, лишь немногим большей высоты волны на Волге при низовом ветре. При поперечном к оси водохранилища ветре волна, очевидно, должна была быть значительно меньшей, а между тем только в этом случае мог происходить ее лобовой удар о берег. Если даже учесть добавочную величину всплеска волны на линии прибоя, то при средних уклонах пляжей в 2—4°, свойственных изученному нами водохранилищу, предельная ширина абразионной площадки вряд ли должна была бы превышать 40—60 м при условии постоянного уровня воды, между тем на пологих склонах она достигает 195 м, т. е. в 3,5—5 раз больше. Эта диспропорция объясняется, однако, весьма просто, ибо в действительности уровень водохранилища подвергался значительным колебаниям, связанным с весенними паводками и усиленным пропуском воды через плотину в межень, когда текущего расхода не хватало для обеспечения работы электростанции. В связи с этим менялся во времени и уровень, на котором «работал» прибой, а следовательно, резко возрастала и ширина зоны абразии. Уже при средней амплитуде годового изменения уровня водохранилища в 4—5 м наблюденная нами предельная ширина зоны абразии вполне отвечает величинам, полученным при простейшем графическом расчете. Таким образом, по материалам изученного нами водохранилища наглядно видно, насколько большое влияние на ход абразии оказывает уровенный режим [1].

[1] В данной статье мы не считаем возможным излагать принципы простейшего графического расчета предельной ширины абразионной площадки и поэтому ограни-

Кроме большой ширины, главная абразионная ступень водохранилища отличается еще ступенчатым строением. Возникновение двух верхних пляжевых площадок (I^1 и I^2) объяснить нетрудно. Колебания уровня водохранилища протекали неравномерно. После относительно кратковременного весеннего паводка, которому соответствовал высокий горизонт воды, начинался быстрый спад воды до уровня, близкого к проектной отметке наполнения водохранилища. Близ этого уровня прибой работал в продолжение большей части лета, лишь постепенно и значительно снижаясь при расходе запаса воды или повышаясь в момент невысокого осеннего паводка. Таким образом, существовало как бы два основных уровня абразии: паводковый (весенний) и нормальный (летний). Им и

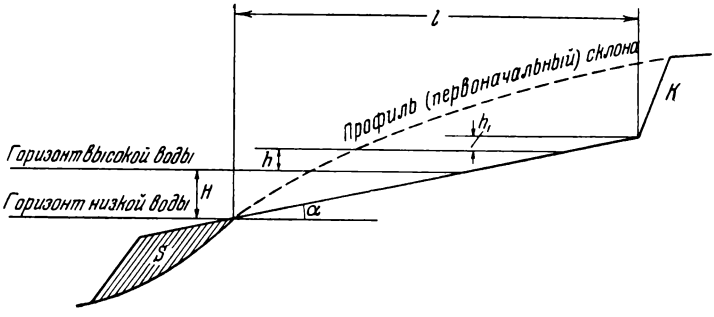


Рис. 6. Примерная схема графического расчета предельной абразионной ступени для водоема с переменным уровнем воды.

h — высота свободной волны; h_1—высота всплеска волны на линии прибоя; H—амплитуда колебаний уровня воды; α—наблюдаемый средний уклон пляжевых площадок; l — расчетная ширина абразионной ступени; K — клифф; S — подводный аккумулятивный шлейф.

соответствуют две ступени I^1 и I^2, из которых вторая достигает наибольшей ширины, что согласуется с большей длительностью низкого состояния воды. Этот вывод целиком подтверждается опросными данными, согласно которым пляж I^1, действительно, бывал залит водой только весною.

Значительно менее ясно происхождение третьей ступени (I^3). Ряд фактов заставляет думать, что она возникла в связи с тем, что водохранилище было спущено два раза, а в промежуток между обоими осушениями чаша водохранилища наполнялась водой только частично, когда уровень воды держался на высоте площадки I^3, в результате абразии размывались край площадки I^2 и ее подводный шлейф. Прямых документальных доказательств этого предположения, к сожалению, нет, а опросные сведения слишком противоречивы, однако имеются косвенные указания на достаточную его правдоподобность.

Во-первых, в клиффах I^1 и I^2 в некоторых местах сохранились вырытые людьми траншеи. Повидимому, тогда пляж I^2 был сух и уровень водохранилища, действительно, проходил по площадке I^3.

Во-вторых, верхние два неполных годичных слоя донных осадков водохранилища, особенно в прибрежной зоне, в большинстве разрезов лежат с размывом на нижних слоях и имеют повышенную мощность и несколько более грубый механический состав. Перерыв в их постели следует объяснить смывом во время частичного осушения чаши водохранилища. Увеличенную мощность и более грубый механический состав двух

чиваемся лишь пояснительным чертежом (рис. 6); интересующиеся этим вопросом могут обратиться к специальной литературе.

верхних неполных годичных слоев легче всего связать с выработкой особой пляжевой площадки I^3, так как они свидетельствуют об оживлении абразии берегов.

Используя приведенные выше профили, можно приближенно оценить общий объем грунта, удаленного с побережья водохранилища абразией за одиннадцатилетний период его существования. Для профилей, приведенных на рис. 2, 4 и 5, получаем соответственно цифры около 240, 350—400 и 200 м³ на 1 пог. м береговой линии. Естественно, с более пологих участков склона было снесено меньше грунта, а для склонов с углом 2—4°, как мы видели, абразия фактически сводилась к нулю. Надо, однако, учесть, что в головной части водохранилища береговая линия всюду проходила в верхних частях склонов долины, сложенных рыхлыми лёссовыми и древнеаллювиальными отложениями, чаще всего имевшими уклоны в 8—15°, т. е. типичных именно для этих профилей. Не более 30% общей длины береговой линии [1] проходило по более пологим склонам, склонов более крутых почти не наблюдалось. Поэтому приведенные цифры достаточно характерны для низовой части водохранилища.

Гранулометрический состав пород, слагавших здесь береговой откос, характеризуется преобладанием фракций песчаной пыли. Это, прежде всего, относится к лёссовидным породам, однако пылеватых частиц много и в древнеаллювиальных песках. Несколько меньше содержится как в тех, так и в других породах частиц диаметром <0,01 мм; среди песчаных фракций преобладают очень тонкие. В качестве иллюстрации приведем данные некоторых механических анализов проб (по методу Робинсона-Земятчинского), взятых с левого берега реки вблизи плотины (см. рис. 2).

Таблица 2

Механический состав отложений левого берега водохранилища

Породы	Содержание (вес. %) фракции, мм						
	1—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Лёсс (лёссовидный делювий) . . .	0,36	5,58	41,22	33,51	1,40	13,99	3,94
Древнеаллювиальные пески . . .	0,31	65,59		22,03	8,97	0,98	2,12
Древнеаллювиальные пески (низ толщи)	0,12	9,18	43,26	26,29	9,91	3,99	7,25

Естественно, что при таком тонком механическом составе исходных пород значительная доля снесенного абразией материала легко взмучивалась прибоем и уносилась вглубь водохранилища, где входила в состав донных осадков. На пляжевых площадках оставалась лишь незначительная часть его в виде описанной выше маломощной покрышки очень тонкозернистых песков. Совсем немного материала аккумулировалось и в подводных шлейфах, что является одной из причин их относительно слабого развития. Это, конечно, служило фактором, благоприят-

[1] Без учета боковых заливов в балках.

ствовавшим абразии, поскольку пляжи не были загромождены обломочным материалом.

Тонкопесчаный и пылеватый состав исходного материала при полном отсутствии в нем крупнопесчаных фракций, не говоря уже о гравии или гальках, привел к еще одному характерному явлению: механический состав песков по всей ширине пляжей и в их подводных шлейфах оказался крайне выдержанным, испытывая лишь незначительные колебания, всегда приближаясь по составу скорее к алевритам, чем к пескам. Для иллюстрации в табл. 3 приведены данные механических анализов пляжевых отложений, взятых из того же профиля (см. рис. 2).

Таблица 3

Механический состав пляжевых отложений

№ образцов	Пункт взятия пробы	Содержание (вес. %) фракций, мм						
		1—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
1	Пляж I^2 в 10 м от подножия клиффа	0,55	22,21	53,22	14,08	5,57	1,93	3,44
2	Пляж I^2 в 17 м от подножия клиффа	0,50	33,29	38,92	16,54	6,68	2,47	1,60
3	Пляж I^2 в 24 м от подножия клиффа	0,00	9,93	64,34	14,73	3,72	3,72	3,56
4	Пляж I^2 в 31 м от подножия клиффа	0,13	9,49	63,64	14,53	7,19	1,22	3,80
5	Пляж I^2 в 38 м от основания клиффа	1,05	34,85	38,28	14,41	7,04	1,64	2,73
6	Подводный аккумулятивный шлейф пляжа I^3	1,87	5,30	86,00	2,22	0,41	0,15	4,05

Данные табл. 3 показывают, что по мере удаления от основного клиффа осадок становится более однородным, о чем свидетельствует падение содержания фракции 0,25—0,1 мм с 22,21—33,29% до 9,49—9,93% при одновременном возрастании содержания фракции 0,1—0,05 мм с 38,92—53,22% до 63,64—64,34% и почти неизменном содержании остальных фракций.

Одновременно возрастает тонкозернистость отложений (очень тонкие пылеватые пески переходят в алевриты).

У внешнего (приречного) края пляжа вновь возрастают грубость и неоднородность зерна (обр. 5), что, очевидно, стоит в связи со сносом сюда крупных частиц отбойным течением. Наконец, в подводном шлейфе вновь отлагается очень тонкий и прекрасно отсортированный материал, в данном случае — отмученный алеврит (86% фракции 0,1—0,05 мм).

Данные механических анализов показывают, что даже при крайней тонкозернистости и относительной однородности исходного материала прибой производит заметную его сортировку уже в полосе пляжа. Еще более яркую картину, очевидно, можно получить в случае, если береговые склоны сложены породами, менее однородными по составу и более богатыми крупными механическими фракциями.

Изложенные в настоящем сообщении наблюдения касаются лишь побережья одного из серии крупных водохранилищ, созданных в нашей стране. Статья ставила своей задачей показать на конкретном примере размах абразионной деятельности прибоя на склонах, сложенных лёссовидными породами. Полученные нами данные должны учитываться при создании водохранилищ в сходных по геологическим условиям районах.

СОДЕРЖАНИЕ

Каменский Г. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР . . 3
Гармонов И. В. Принципы зонального районирования грунтовых вод . . 14
Толстихин Н. И. О климатической зональности артезианских вод 18
Богданов Г. Я. Грунтовые воды восточной части массива волго-уральских песков 26
Лебедев А. В. К вопросу об изучении миграции влаги в почвах и грунтах . 31
Костиненко Г. И. О понижении содержания влаги в грунтах 41
Тугаринов В. В. Некоторые результаты изучения процессов конденсации водяных паров из воздуха 60
Славянов В. Н. О естественных конденсаторах горных склонов и о возможности применения конденсаторов для малодебитного водоснабжения . . 79
Тагеева Н. В. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридных щелочноземельных натриевых рассолов . . 93
Гиринский Н. К. Установившийся пресный поток под лесозащитными полосами вдоль крупных ирригационных каналов в районах с засоленными грунтовыми водами 122
Плотников Н. А. О теоретическом определении давления в сжимаемой капельной жидкости 136
Приклонский В. А. Инженерно-геологическая классификация и характеристика видов воды в горных породах 140
Коломенский Н. В. Краткое сообщение о предварительных опытах по наблюдению за выветриванием глинистых горных пород для инженерно-геологических целей 159
Рогозин И. С. Роль аллювиальных террас в образовании и развитии оползней 164
Скворцов Г. Г. О скорости развития карста в гипсах 173
Шанцер Е. В. и Имшенецкий А. И. К вопросу об абразии берегов водохранилищ 177

Утверждено к печати
Лабораторией гидрогеологических проблем
Академии наук СССР

*

Редактор издательства *М. И. Коф*
Технический редактор *Т. В. Алексеева*

*

РИСО АН СССР № 32-32В. Сдано в набор 21/X 1955 г.
Подписано в печать 28/XII 1955 г. Формат бум. 70×108$^{1}/_{16}$.
Печ. л. 12+1 вкл. 0,6. Уч.-изд. лист. 15,5+0,6
Тираж 3000 экз. Т-10538. Изд. № 765. Тип. заказ 1906

Цена 11 р. 15 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-64, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., д. 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
7	22 сн.	описанные	описанный
25	15 сн.	Изд. АН СССР	Изв. АН СССР
25	1 сн.	1920	1926
56	6 св.	будет	h_k будет
82	9 сн.	17 820 л	17 820 г
82	10 сн.	5 143 л	5 143 г
114	31 сн.	участвовавшего	участвовавшем
120	29 сн.	с природным и	с природными
121	15 сн.	1961	1951
160	5 сн.	открытом	отрытом
168	11 св.	по поверхностям[2]	по поверхностям 2.
172	8 сн.	рис. 8	рис. 7
182	6 сн.	абразивной	абразионной

11 р. 15 к.