СССР
МИНИСТЕРСТВО СТРОИТЕЛЬСТВА ПРЕДПРИЯТИЙ
МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЙ И ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Техническое управление

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ВОДОСНАБЖЕНИЯ,
КАНАЛИЗАЦИИ, ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ
ГИДРОГЕОЛОГИИ (Водгео)

РАСТВОРЕНИЕ И ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО СТРОИТЕЛЬСТВУ И АРХИТЕКТУРЕ
Москва — 1957

Настоящая работа представляет сборник трудов первого совещания по вопросам выщелачивания водорастворимых горных пород фильтрационным потоком. Это совещание, происходившее в Москве в конце 1955 г., было организовано по инициативе ВНИИ Водгео при участии ряда московских научных, учебных и производственных организаций. На нем были обсуждены результаты теоретических и экспериментальных исследований по вопросам растворения и выщелачивания горных пород и влияния этих процессов на строительные свойства засоленных грунтов в условиях гидротехнического и ирригационного строительства

В публикуемых статьях содержатся оригинальные предложения методического характера и конкретные данные выполненных исследований, представляющие большой практический интерес для проектно-изыскательских организаций.

Книга рассчитана на инженеров-проектировщиков и научных работников.

ПРЕДИСЛОВИЕ

При проектировании гидротехнических сооружений возникает необходимость изучения не только уже существующих проявлений карста, но и процессов выщелачивания дисперсных солей и пластовых воднорастворимых пород с практической оценкой влияния этих процессов на прочность и строительные свойства горных пород.

В связи с этим по инициативе ВНИИ Водгео при участии лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, Института общей и неорганической химии имени Н. С. Курнакова АН СССР, Геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии МГ и ОН, Московского института инженеров водного хозяйства имени В. Р. Вильямса, проектных институтов Гидроэнергопроект и Гидропроект МЭС было созвано первое совещание (в Москве 19 ноября 1955 г.) по вопросам выщелачивания воднорастворимых горных пород.

В работе совещания приняло участие 225 человек от 42 учреждений, заинтересованных в проблеме изучения засоленных пород в инженерно-строительных целях.

На совещании были доложены в порядке обмена опытом и координации работ результаты многочисленных теоретических и экспериментальных исследований, выполнявшихся различными организациями преимущественно по запросам гидротехнического строительства.

Были заслушаны и обсуждены следующие доклады.

1. Задачи изучения выщелачивания и растворения горных пород при проектировании гидротехнических сооружений. М. П. Семенов (Водгео).

2. Современные представления о структуре воды и водных растворов электролитов. О. Я. Самойлов (ИОНХ имени Н. С. Курнакова).

3. О связях между растворяющей способностью и структурой водных растворов. Д. С. Соколов (МГРИ).

4. Растворимость кальцита и гипса в водных растворах солей. Э. Б. Штерпина и Е. В. Фролова (ИОНХ имени Н. С. Курнакова).

5. Диффузионное выщелачивание глинистых пород и его влияние на их физико-механические свойства. В. А. Приклонский, Н. А. Окнина (ЛГГП имени Ф. П. Саваренского).

6. О кинетике выноса солей при фильтрации воды в грунтах. Н. Н. Веригин (Водгео).

7. Фильтрационное выщелачивание дисперсно распределенного в породах гипса. А. Е. Орадовская (Водгео).

8. Изменяемость физико-механических свойств засоленных грунтов при рассолении. Л. Н. Ломизе (ТНИСГЭИ).

9. Некоторые данные о сопротивлении сдвигу засоленных глинистых грунтов. О. Е. Добровинская (Водгео).

10. Влияние рассоления на некоторые физико-механические свойства засоленных грунтов Туркменской ССР. П. Ф. Мельников (МГУ имени Ломоносова).

11. Изменение гранулометрического состава и физических свойств осадочных пород в результате засоления их натриевыми солями и последующего выщелачивания. С. С. Морозов (МГУ имени Ломоносова).

12. Изменение фильтрационных свойств засоленных пород при длительной фильтрации. А. Е. Орадовская (Водгео).

13. Методика раздельного определения легко растворимых сульфатов и гипса в засоленных грунтах. П. Ф. Мельников и В. В. Почуева (МГУ имени Ломоносова).

14. О влиянии выщелачивания солей на деформируемость и прочность лессовидных грунтов основания гидротехнических сооружений. А. А. Глазь (Ленинградский ВНИИГ).

15. Условия устойчивости напорных сооружений на гипсоносных толщах. Н. Н. Маслов и В. Г. Науменко (ЛИСИ).

16. Строительные свойства засоленных грунтов. А. И. Грот и В. П. Шульгина (САНИИРИ).

17. Химическое нормирование лессовидных грунтов для целей гидротехнического строительства. Е. Д. Рождественский (Институт сооружений АН Узб. ССР).

18. К вопросу изучения суффозионной устойчивости засоленных гипсом грунтов в гидротехнических сооружениях. М. Н. Терлецкая (Груз. НИИГиМ).

19. Проявление скрытой просадочности засоленных грунтов в процессах выщелачивания солей. Л. Н. Ломизе и Н. А. Клапатовская (ТНИСГЭИ).

20. О роли начального градиента в процессах фильтрации через растворимые горные породы. С. А. Роза (Ленгидэп).

21. Изменение химического состава, физических и физико-химических свойств магматических горных пород и минералов при взаимодействии с водными растворами. С. С. Морозов (МГУ имени Ломоносова).

22. О моделировании выщелачивания и вытеснения солей из почв и грунтов. А. Т. Морозов (Почвенный институт АН СССР).

23. О методике моделирования выщелачивания и других процессов на центробежной машине. И. С. Федоров (ВНИИ Водгео).

Заслушанные на совещании доклады и прения по ним подтвердили актуальность и своевременность созыва первого широкого совещания по вопросам выщелачивания и растворения горных пород, используемых как основание и материал для гидротехнических и других сооружений.

Участие в совещании специалистов разного профиля (грунтоведы, инженеры-геологи, геологи, химики, инженеры-строители и др.) обеспечило комплексное рассмотрение проблемы.

Большинство исследований, результаты которых доложены и обсуждены на совещании, были выполнены по заданию проектно-изыскательских и строительных организаций для конкретных объектов гидротехнического и ирригационного строительства, что подтверждает актуальность и практическое значение рассмотренной проблемы.

В своих решениях совещание отметило желательность в дальнейшем периодического созыва подобных совещаний по проблеме изучения и оценки засоленных и растворимых пород в строительных целях, тем более, что многие теоретические и методические вопросы в этой области ждут еще своего разрешения.

Для ускорения и наибольшей эффективности соответствующих исследований в условиях все более расширяющегося в СССР гидротехнического строительства на засоленных и растворимых породах или с использованием их в качестве материала для сооружений совещание рекомендовало осуществлять координацию работ различных учреждений и более быстрый обмен научной информацией между ними.

Из перечня статей настоящего сборника можно видеть, что на совещании был рассмотрен широкий круг вопросов, имеющих большое практическое значение для строительства различных сооружений. Вместе с тем необходимо отметить, что комплексное и всестороннее освещение методов изучения и прогноза процессов выщелачивания воднорастворимых пород имеет не меньший интерес при рассмотрении проблемы карста, широко распространенного на территории нашей страны.

В настоящем сборнике опубликована только часть докладов.

В редактировании отдельных статей сборника принимали участие М. П. Семенов, В. А. Приклонский, Н. Н. Маслов, Г. И. Покровский, С. С. Морозов, А. Л. Рубинштейн, Д. С. Соколов, А. Г. Лыкошин, М. С. Яншина и А. Е. Орадовская.

Заведующий лабораторией инженерной гидрогеологии ВНИИ Водгео д-р геолого-минералогических наук проф. М. П. Семенов

М. П. СЕМЕНОВ,
д-р геол.-минерал. наук проф.

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ И РАСТВОРЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Одной из важнейших задач инженерно-геологических изысканий для гидротехнического и ирригационного строительства является изучение и прогноз процессов выщелачивания и растворения горных пород фильтрационным потоком. Как известно, наличие в намеченном основании плотины воднорастворимых горных пород в ряде случаев является основной причиной поисков других участков и створов, хотя бы и менее благоприятных в отношении прочих условий строительства, или служит поводом к проектированию дополнительных, иногда сложных инженерных мероприятий для предотвращения выщелачивания указанных пород фильтрационным потоком.

Применение засоленных песчано-глинистых пород для отсыпки земляных плотин, дамб и насыпей ограничивается некоторыми нормативными требованиями о допустимом содержании воднорастворимых солей в грунтах, что в ряде случаев приводит к отказу от использования разведанных карьеров, более удобных по условиям разработки и транспорта. Эти нормативные требования исходят из предположения, что выщелачивание воднорастворимых солей может происходить в короткие сроки и поэтому угрожает устойчивости напорных земляных сооружений. Аналогичные предположения, очевидно, должны относиться и к оценке основания земляных и иных напорных сооружений, если это основание представлено засоленными песчано-глинистыми породами.

При проектировании ирригационных каналов и системы орошения, если в пределах данной территории имеются засоленные почвы и грунты, принимаются меры к их рассолению путем выщелачивания и отвода минерализованных грунтовых вод за пределы орошаемой территории. Но при осуществлении орошения, а также при устройстве водохранилищ и каналов зачастую возникает опасность подпора и недопустимого подъема минерализованных вод, или интенсивного испарения неглубоко залегающих грунтовых вод, что приводит к засолению и порче земель на отдельных участках территории.

Таким образом, изучение выщелачиваемых и растворимых горных пород, изучение динамики процессов их выщелачивания представляют весьма актуальную задачу гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий при проектировании гидротехнических и ирригационных сооружений. Однако, несмотря на актуальность этой проблемы, имеющиеся методы исследования засоленности и динамики выщелачивания и растворения горных пород нельзя еще считать достаточно разработанными. Недостаточно обоснованными являются также некоторые принципы оценки и прогноза влияния фильтрационного потока на физико-технические свойства выщелачиваемых и растворимых горных пород. При общем подходе к характеристике водоустойчивости горных пород и оценке влияния фильтрационного потока на эти породы приходится учитывать ряд исходных положений, определяющих характер, интенсивность и практическую значимость процессов выщелачивания для гидротехнического строительства. Попытаемся кратко и в общем виде рассмотреть эти исходные положения.

Все горные породы в той или иной мере выщелачиваются подземными водами, но по степени интенсивности практическое значение имеют процессы выщелачивания каменной соли и других легкорастворимых солей (Na_2SO_4, $MgSO_4$, Na_2CO_3, $NaHCO_3$), выщелачивание и растворение дисперсного и пластового гипса и ангидрита, отличающихся средней растворимостью, и, наконец, выщелачивание труднорастворимых дисперсных и пластовых залежей карбонатных пород (известняка, доломита, отчасти лесса и некоторых мергелей). Растворение пластовых залежей и мощных штоков каменной соли, сульфатных и карбонатных пород, состоящих полностью (или в преобладающей своей части) из воднорастворимых соединений, может обусловливать существенное понижение или даже нарушение прочности основания сооружений, так как оно влечет за собой образование сосредоточенных путей фильтрации по карстовым пустотам и подземным каналам. Поскольку в природных условиях имеет место широкое и длительное развитие процессов выщелачивания горных пород, при инженерно-геологических изысканиях в первую очередь устанавливаются характер, размеры и положение уже существующего карста, а также водопроницаемость и характер движения подземных вод по трещинам и закарстованным горным породам.

В порядке общей оценки процессов карстообразования можно заметить, что для карбонатных пород, вследствие слабого и медленного их выщелачивания подземными водами, опасным является преимущественно уже существующий карст, последующее же развитие карстового процесса в этих породах лишь в отдельных случаях может представлять практическое значение для строительства. Наоборот, при оценке водоустойчивости среднерастворимых сульфатных пород (гипса, ангидрита), а тем более легкорастворимой каменной соли, следует считаться с возможностью последующего, более интенсивного выщелачивания и растворе-

ния этих пород в процессе эксплуатации напорных гидротехнических сооружений. Процессы растворения и выщелачивания, разумеется, непосредственно зависят от интенсивности фильтрации и характера путей движения подземных вод в массиве водорастворимых пород, от химического состава растворенных в фильтрующейся воде солей и местоположения растворимых пород в основании сооружений. Карбонатные горные породы зачастую залегают непосредственно в основании сооружений, они в большинстве случаев трещиноваты и обладают некоторой, иногда значительной пористостью; поэтому фильтрация подземных вод может происходить как по трещинам, так и по порам, чем в отдельных случаях объясняется кавернозность карбонатных пород. В этом отношении сульфатные породы (гипс, ангидрит) и каменная соль отличаются рядом весьма существенных и характерных особенностей, которые нужно учитывать при инженерно-геологических изысканиях.

Эти породы при отсутствии в их составе значительной примеси и включений иных минеральных соединений отличаются ничтожной пористостью и трещиноватостью или вообще лишены трещин и в этом случае могут считаться практически водонепроницаемыми. Поэтому в отличие от карбонатных пород выщелачивание и растворение гипса, ангидрита и каменной соли в подавляющем большинстве случаев зависят не от их пористости и трещиноватости, а от фильтрации подземных вод в вышележащих и подстилающих водопроницаемых породах или по контакту с этими породами, если последние водоупорны. Возможно также, что в некоторых случаях может происходить диффузионное растворение этих солей через толщу отделяющих их от фильтрующейся воды глинистых пород. При организации и проведении экспериментальных исследований в лабораторной обстановке особенно трудной и недостаточно еще разработанной является методика моделирования процессов выщелачивания в части учета многочисленных природных факторов, облегчающих или тормозящих эти процессы. Лабораторные эксперименты в этих целях обычно производятся с использованием дистиллированной воды, которая для получения полного или частичного ее насыщения растворимыми солями многократно фильтруется по трещине весьма ограниченного протяжения или через небольшой (по длине) образец разрушенной породы; эти эксперименты чаще всего выполняются при постоянной скорости фильтрации. Между тем в природных условиях горные породы и подземные воды всегда имеют комплексный характер минерализации, интенсивность процессов выщелачивания изменяется по пути движения подземных вод; в зависимости же от неравномерного выноса солей изменяется сечение трещин, а следовательно, и фактическая скорость фильтрации в различных сечениях потока.

Недостаточный учет природных факторов при моделировании выщелачивания является причиной условности предлагаемых

эмпирических и теоретических формул для расчета процессов выщелачивания и растворения горных пород в основании сооружений. Так, например, по данным лабораторного экспериментирования и расчетным формулам, насыщение подземных вод растворимыми солями должно происходить в довольно короткие сроки и на относительно небольшом пути фильтрационного потока, а вынос солей должен расширять трещины, например в гипсе на сантиметры и десятки сантиметров в год. А между тем в природной обстановке, в массивах горных пород, содержащих выщелачиваемые и растворимые пласты, линзы и штоки, чаще всего наблюдается неполное насыщение подземных вод и даже в очень древних обводненных толщах водонеустойчивых пород сохраняются мелкие трещины, а карстовые пустоты и трещины-каналы встречаются относительно редко.

Из сказанного следует, что существующие методы изучения и прогноза выщелачивания и растворения горных пород фильтрационным потоком еще недостаточно моделируют природные условия и требуют дальнейшей углубленной проработки и уточнения.

Растворимые и выщелачиваемые породы образуют пласты, линзы и штоки, о чем говорилось выше, но, кроме того, они могут быть представлены в форме более или менее крупных включений и жил в толще водопроницаемых и водоупорных пород или, наконец, они могут быть вкраплены в них в дисперсной форме. Процессы выщелачивания дисперсных солей из относительно водоупорных глинистых и водопроницаемых песчано-глинистых пород происходят по-разному и оказывают весьма разнообразное влияние на физико-механические свойства вмещающих пород. В относительно водоупорных породах имеет место диффузионное выщелачивание и вынос растворенных солей при фильтрации воды по трещинам. При изучении и практической оценке диффузионного выщелачивания необходимо учитывать также процессы осмотической фильтрации (капиллярного осмоса).

В песчано-глинистых водопроницаемых породах подземные воды омывают дисперсные частицы воднорастворимых солей и, следовательно, в этих породах нужно учитывать по преимуществу непосредственное фильтрационное выщелачивание солей. Фильтрующаяся по засоленной породе вода постепенно насыщается растворенными солями, и на некотором пути фильтрации теряет свою активность. Как показали исследования А. Е. Орадовской[1], по мере выщелачивания дисперсных солей в породе образуются выщелоченная зона, в пределах которой могут полностью завершаться процессы изменения физико-механических свойств вмещающей породы, и зона ограниченного протяжения (по течению потока), в которой происходит в данный отрезок времени выщелачивание солей и постепенное изменение свойств грунтов. Очевидно, что интенсивность выщелачивания, длина зоны полно-

[1] См. статьи А. Е. Орадовской в настоящем сборнике.

го выщелачивания и скорость перемещения второй зоны (зоны выщелачивания) зависят при прочих равных условиях от характера и степени начальной минерализации подземных вод, комплексного состава воднорастворимых солей, их количества и дисперсности (суммарной поверхности растворимых частиц).

При изучении процессов выщелачивания дисперсных воднорастворимых солей и влияния этих процессов (или наоборот, процессов засоления) на физико-механические свойства песчано-глинистых грунтов возникает целый ряд теоретических, методических и практических задач, решением которых занимаются многие организации. К числу этих задач можно отнести следующие.

а) Разработку методики и подбор аппаратуры для лабораторного определения гранулометрического состава и физико-механических свойств засоленных грунтов, так как существующая практика лабораторных исследований грунтов для этой цели не годится, поскольку она основана на широком применении воды, являющейся активным растворителем дисперсных солей.

б) Разработку методики и подбор аппаратуры для определения изменения прочности (сопротивления сжатию и сдвигу при заданной нагрузке) засоленных грунтов в результате влияния фильтрационного выщелачивания.

в) Уточнение методики определения состава солей и степени засоленности грунтов химическими и иными методами, поскольку в существующих методических документах имеются ошибочные или недостаточно четкие рекомендации в отношении метода водных вытяжек.

г) Уточнение методики моделирования выщелачивания сульфатных и карбонатных скальных и полускальных пород в зависимости от характера фильтрации, состава фильтрующейся воды и скорости фильтрации.

д) Уточнение методики экспериментальных исследований диффузионного и фильтрационного выщелачивания засоленных глинистых и песчано-глинистых грунтов с учетом состава, количественных отношений и степени дисперсности солей, с использованием современных достижений физико-химии и почвоведения.

е) Разработка, уточнение математических методов прогноза выщелачивания из горных пород дисперсных солей на основе рассмотрения расчетных схем, в достаточной мере отражающих реальные природные условия.

ж) Разработка принципиальных положений инженерно-геологической оценки засоленных грунтов и уточнение нормативных предложений по использованию засоленных грунтов для земляных плотин, насыпей и дамб при различных способах их возведения.

з) Обобщение опыта строительства на засоленных и из засоленных грунтов путем эпизодического обследования выстроенных плотин и каналов и организации длительных систематических гидрогеологических и гидрохимических наблюдений на некоторых объектах строительства.

О. Я. САМОЙЛОВ,
канд. хим. наук

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ВОДЫ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ЭЛЕКТРОЛИТОВ

Процесс растворения твердых тел в жидкостях (в частности, растворение в воде соединений, входящих в состав растворимых горных пород) является результатом взаимодействия конденсированных фаз — твердых тел и жидкостей. Как известно, в твердых телах, в отличие от газов, плотность расположения частиц вещества (атомов, молекул или ионов) велика. При плавлении твердого тела и переходе вещества в жидкое состояние расстояния между ближайшими частицами изменяются весьма незначительно. Поэтому процессы, связанные с перемещением в жидкости отдельных частиц (именно к таким процессам относится процесс растворения), весьма существенно зависят от среднего взаимного расположения частиц жидкости, т. е. от структуры жидкости. Структура определяет условия, в которых протекает перемещение частиц. Особенно большую роль играют промежутки между частицами (пустоты структуры), среднее число и размеры которых зависят от особенностей упорядоченности расположения частиц жидкости. С упорядоченностью, существующей в жидкостях, связан и характер теплового движения их частиц. Можно, следовательно, сказать, что структура определяет механизм диффузии в жидкости. Что касается растворимости твердых тел в жидкостях, то хорошо известно, что она зависит от структуры твердого тела (разные кристаллические модификации одного и того же вещества обладают, вообще говоря, различной растворимостью). Но растворимость, определяемая концентрацией насыщенного при данных условиях раствора рассматриваемого вещества, характеризует равновесие между твердой фазой, с одной стороны, и жидкостью, с другой. Ясно, что на величине растворимости структура жидкости сказывается столь же существенно, как и структура твердого тела. В связи с вопросами растворимости структура жидкости представляет больший интерес, чем структура кристалла, так как упорядоченность, существующая в жидкости, в отличие от структуры кристалла, непрерывно изменяется с температурой и давлением и поэтому определяет разнообразие условий равновесия в зависимости от внешних параметров. Таким

образом, понятно, что при изучении процессов растворения твердых тел в жидкостях, а также вопросов растворимости должны учитываться структурные особенности жидкостей.

Самый факт существования упорядоченности в расположении частиц жидкости был обнаружен с помощью изучения рассеяния жидкостями рентгеновских лучей. При этом было установлено, что в жидкостях существует только ближняя упорядоченность в расположении частиц, а дальняя упорядоченность отсутствует.

Дальняя упорядоченность, свойственная структуре кристаллов, характеризуется тем, что порядок в расположении частиц кристалла, существующий в небольшом его участке (элементарной ячейке), распространяется на весь объем кристалла. Весь кристалл можно воспроизвести последовательным перемещением параллелепипеда, представляющего элементарную ячейку, параллельно самому себе на расстояния, равные длине его ребер.

В жидкостях упорядоченность во взаимном расположении частиц нарушается тепловым движением частиц. Порядок в расположении частиц относительно некоторой выбранной частицы сравнительно быстро убывает с ростом расстояния от этой частицы, и координаты достаточно удаленных друг от друга частиц жидкости оказываются практически независимыми. Такую упорядоченность называют ближней.

Очевидно, что существование дальнего порядка предполагает и наличие ближнего порядка. Поэтому можно сказать, что в кристаллах существуют и ближняя, и дальняя упорядоченности. При их плавлении дальняя упорядоченность исчезает и остается только ближняя упорядоченность. В связи с отсутствием дальней упорядоченности единственным количественным способом описания структур жидкостей (по крайней мере в настоящее время) является построение так называемых кривых радиального распределения.

Ближняя упорядоченность в расположении частиц жидкости характеризуется величинами такого же рода, как и структура кристалла. Такими величинами являются прежде всего координационное число частиц и набор равновесных расстояний между частицами (радиусы координационных сфер). Для жидкости координационное число частицы представляет собой среднее число частиц, составляющих ее ближайшее окружение.

Результаты рентгенографического исследования жидкостей позволяют заключить, что среднее взаимное расположение ближайших частиц жидкостей (во всяком случае при температурах, не слишком далеких от температуры плавления) в общем сходно с расположением частиц в соответствующем кристалле [2]. Хотя в жидкостях существует только ближняя упорядоченность, было установлено, что в ряде случаев (в особенности в воде и водных растворах) эта упорядоченность выражена весьма отчетливо и определяет многие свойства жидкости.

Одновременное существование, с одной стороны, упорядоченности в расположении частиц, а с другой, свойства текучести качественно уже определяет характер теплового движения частиц жидкости. В результате ряда исследований и главным образом в результате работ Я. И. Френкеля [9] установлено, что тепловое движение частиц жидкости в основном состоит из малых движений (колебаний и вращательных качаний) около некоторых временных положений равновесия и скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в соседнее. Второй вид движения частиц называют трансляционным, он соответствует самодиффузии частиц и имеет весьма большое значение для свойств жидкостей. Трансляционное движение частиц представляет собой активированные скачки: для того чтобы частица вышла из некоторого положения равновесия и перескочила в соседнее, она должна обладать энергией, достаточной для преодоления притяжения своих ближайших соседей,— энергией активации скачка. Если эта энергия (в расчете на моль) равна E, то частота активированных скачков, частиц жидкостей, т. е. среднее число скачков, совершаемых каждой частицей в течение 1 сек.:

$$j = j_0 e^{-\frac{E}{RT}}, \qquad (1)$$

где j_0 — коэффициент (предэкспотенциальный множитель);
R — универсальная газовая постоянная;
T — абсолютная температура.

Величина, обратная j, $\frac{1}{j} = \tau$ представляет собой, очевидно, среднее время, которое каждая частица жидкости проводит в одном положении равновесия:

$$\tau = \tau_0 e^{\frac{E}{RT}}.$$

Для воды значения величин E и τ_0 при 25° равны соответственно 4,6 *ккал/моль* и $1{,}7 \cdot 10^{-9}$ сек. [4]. Связь активированных скачков частиц со свойствами жидкостей подробно рассмотрена в работе К. Виртца [14].

С колебательным движением частиц жидкости около положений равновесия связаны значения средних ближайших расстояний между частицами. Увеличение амплитуды и ангармоничности колебаний приводит к увеличению эффективного радиуса частицы. Трансляционное движение частиц сказывается на структуре жидкости совершенно по-иному. Трансляционное движение состоит в том, что частица время от времени резко смещается относительно своего ближайшего окружения. Поэтому с трансляционным движением не может не быть связано существование в структуре жидкости мест, откуда частица ушла, но на ее место еще не пришла другая частица — локальных разрежений, приводящих, очевидно, к уменьшению координационного числа соседних час-

тиц. С усилением трансляционного движения среднее число локальных разрежений в жидкости увеличивается и соответственно уменьшается среднее координационное число частиц. Таким образом, тепловое движение частиц оказывает весьма сильное влияние на структуру жидкости. Можно сказать, что в отличие от кристаллов структура жидкости непрерывно изменяется с изменением температуры и давления.

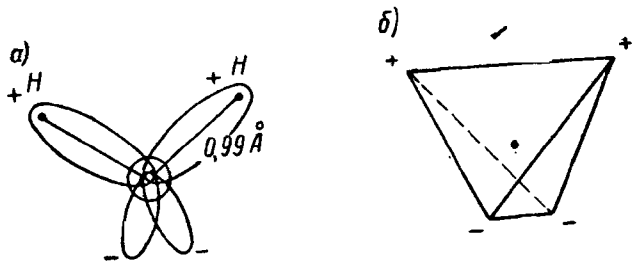


Рис. 1. Модель молекулы воды

а — расположение внешних электронов и протонов; *б* — расположение полюсов электрических зарядов

Исследование воды рядом методов (прежде всего рентгенографическим и оптическим, а также путем изучения самодиффузии) показало, что в воде сохраняется в статическом смысле расположение молекул, свойственное структуре льда. Структура льда обусловлена строением самой молекулы воды [10]. Это строение представлено на рис. 1. Внешние электроны и ядра *H* (протоны) распределены в молекуле воды таким образом (рис. 1,*а*), что молекула имеет четыре полюса электрических зарядов (два положительных и два отрицательных), расположенных по вершинам тетраэдра, центр которого совпадает с центром атома кислорода (рис. 1,*б*). Во льду молекулы расположены так, что они соприкасаются разноименными полюсами. При этом каждая молекула окружена четырьмя ближайшими к ней молекулами, расположенными по тетраэдрическому закону. Расположение ближайших молекул в структуре льда представлено на рис. 2. На рис. 3 приведены снимки модели структуры льда. Эта структура принадлежит к одной из самых «ажурных». В самом деле, в структурах, соответствующих плотнейшим упаковкам, каждую частицу окружает 12 ближайших соседей, тогда как в структуре льда координационное число равно всего четырем. В структуре льда много пустот, размеры которых даже больше размеров молекул. Пустоты образуют каналы, видные на рис. 3,*б*.

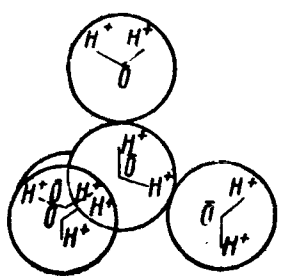


Рис. 2. Ближайшее окружение молекулы в структуре льда

Оказалось, что в воде имеется такого же рода ближняя упорядоченность в расположении молекул. Рентгенографически было

установлено, что в воде каждая молекула окружена приблизительно четырьмя ближайшими соседями [12]. На тетраэдрический характер расположения молекул в воде впервые было указано в работе Бернала и Фаулера [1]. Эта работа открыла по существу новый этап в исследовании структуры воды.

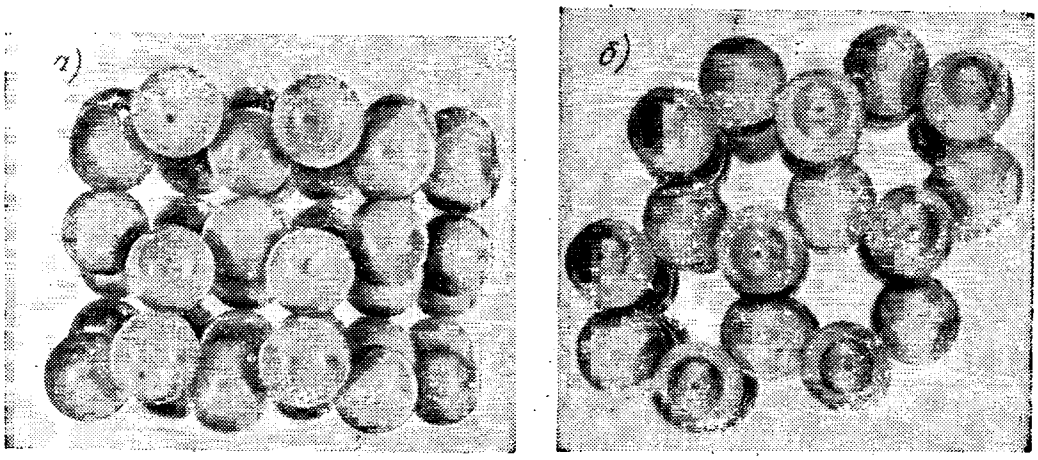


Рис. 3. Снимки модели структуры льда

С результатами изучения структуры воды не может быть согласовано представление об ассоциации ее молекул с образованием каких-либо молекулярных агрегатов (например, так называемых «дигидроля», «тригидроля» и т. д.). Представление об ассоциации молекул воды и о равновесии между различными ассоциатами использовалось (а в ряде работ используется и в настоящее время) для объяснения «аномалий» свойств воды, резко отличающих ее от остальных жидкостей. Несоответствие представления об ассоциации молекул природе воды особенно отчетливо обнаруживается при изучении самодиффузии ее молекул: было показано, что при самодиффузии в воде перемещаются отдельные молекулы, а не агрегаты молекул [13]; ассоциация молекул воды при самодиффузии никак не проявляется. Результаты исследования самодиффузии, таким образом, опровергают представление об ассоциации молекул воды. Все «аномалии» свойств могут быть объяснены особенностями структуры воды — ее «ажурностью».

Следует только рассмотреть одну особенность теплового движения молекул в воде. Как уже отмечалось, в структуре льда много пустот, размеры которых даже несколько больше размеров молекулы воды. Очевидно, что при плавлении льда, когда появляется массовое трансляционное движение молекул, они не могут не попадать в соседние пустоты структуры. Попав в пустоту, молекула известное время там задерживается. Происходит частичное заполнение пустот, что обнаруживается на кривых радиально-

го распределения, вычисляемых из экспериментальных кривых интенсивности рассеяния водой рентгеновских лучей [5]. Заполнение же пустот приводит к уплотнению. Было показано, что с ним связано и увеличение среднего координационного числа молекул воды, наблюдаемое при плавлении льда и в воде с ростом температуры [5]. Именно с заполнением пустот структуры главным образом связано увеличение плотности при плавлении льда. Таким образом, в связи с «ажурностью» структуры льда трансляционное движение молекул воды приводит к увеличению среднего координационного числа и уплотнению, т. е. к результатам, обратным тем, к которым приводит трансляционное движение в случае жидкостей с более плотной упаковкой молекул. С представлением о заполнении пустот структуры при трансляционном движении молекул воды согласуются результаты исследования зависимости коэффициента самодиффузии воды от давления [11].

Рассмотрим теперь кратко, как в свете изложенных представлений о структуре воды могут быть поняты «аномалии» ее свойств. Уже отмечалось, что увеличение плотности при плавлении льда связано главным образом с заполнением пустот структуры. Для воды характерен максимум плотности при 4°. Его существование связано с тем, что при увеличении температуры (скажем, от 0°) в воде, с одной стороны, усиливаются колебания молекул около положений равновесия и соответственно растет их эффективный радиус, а с другой, усиливается трансляционное движение, и все больше молекул попадает в пустоты. Первое обстоятельство приводит к увеличению объема, второе — к уплотнению. Сочетание этих двух противоположных тенденций и обусловливает существование максимума плотности. Понятно, что все это происходит на фоне постепенного размывания структуры льда с ростом температуры — нарушения тепловым движением порядка в расположении молекул.

Известно, что термический коэффициент расширения воды в интервале от 0 до 40—50° в отличие от термического коэффициента расширения остальных жидкостей с ростом давления увеличивается. Эта особенность воды связана с теми же обстоятельствами, что и максимум плотности. Действительно, наблюдаемое тепловое расширение воды меньше, чем расширение, обусловленное увеличением эффективного радиуса молекул, так как наряду с увеличением радиуса происходит заполнение пустот структуры. Рост давления, так же как и рост температуры, приводит к заполнению пустот. Поэтому при более высоких давлениях, когда доля заполненных пустот уже больше, чем при низких давлениях (при той же температуре), прогрессивное заполнение пустот, обусловленное ростом температуры, становится меньше. С увеличением давления заполнение пустот, связанное с ростом температуры, ослабляется, менее выраженным становится соответствующее сжатие. Поэтому расширение, обусловленное увеличением эффективного радиуса молекул, проявляется полнее, соответственно

растет термический коэффициент расширения. При температуре 40—50° в результате постепенного размывания ближней упорядоченности в расположении молекул структура льда уже теряет роль фактора, определяющего зависимость объема воды от температуры и давления, и при более высоких температурах термический коэффициент расширения воды с ростом давления, как и у остальных жидкостей, убывает. При температуре 40—50° становятся «нормальными» и другие свойства воды.

Для многих свойств воды (например, теплоемкости) существенно, что молекулы, которые попали в пустоты, оказываются в известной мере свободными от связей с ближайшими молекулами. Между тем наличие этих связей затрудняет тепловое движение молекул воды, когда они находятся в положениях равновесия в структуре воды.

С «ажурностью» структуры воды связана и «аномалия» вязкости. Известно, что вязкость воды при температурах от 0 примерно до 25° убывает с ростом давления. У остальных жидкостей с ростом давления вязкость увеличивается. В случае структур, обладающих достаточной плотностью, рост давления приводит к увеличению упорядоченности, а следовательно, к уменьшению подвижности частиц, вследствие чего вязкость возрастает. Наоборот, в воде в связи с «ажурностью» структуры рост давления приводит к разупорядочению (происходящему с увеличением плотности). Связи между молекулами нарушаются, молекулы становятся более подвижными, вязкость убывает. Возрастание подвижности молекул воды с ростом давления обнаруживается в некотором температурном интервале и при экспериментальном исследовании зависимости от давления коэффициента самодиффузии воды [11].

В связи с вопросами выщелачивания и растворения горных пород представляют интерес результаты исследования структур разбавленных водных растворов электролитов и гидратации ионов в этих растворах. Для изучения структуры разбавленных водных растворов электролитов был разработан термохимический метод определения координационных чисел ионов в растворах — средних чисел постоянно сменяющихся молекул воды, составляющих в растворе непосредственное окружение ионов [6]. Разработанный метод основан на экспериментальном определении теплот растворения солей в воде и водных растворах кислот ряда концентраций. Полученные этим методом значения координационных чисел ряда ионов в водных растворах при 25° приведены в таблице.

Найденные значения координационных чисел одноатомных ионов сравнительно близки к четырем (дробность значений координационных чисел связана, между прочим, с тем, что в жидкостях эти числа представляют собой средние величины). Таким образом, все исследованные одноатомные ионы окружены в разбавленных водных растворах примерно четырьмя ближайшими

Таблица 1

Координационные числа (n) ионов в разбавленных водных растворах при 25°

Ион	n	Ион	n
Li^+	3,8	J^-	5,3
Na^+	3,7	Mg^{2+}	3,8
K^+	3,8	Ca^{2+}	4,0
Rb^+	3,8	Sr^{2+}	4,4
Cs^+	3,5	Ba^{2+}	4,8
Cl^-	4,4	UO_2^{2+}	6,1
Br^-	4,8		

к ним молекулами воды. Если учесть, что в воде молекулы окружены также приблизительно четырьмя ближайшими соседями, то можно показать, что из найденных значений координационных чисел ионов следует, что структура разбавленных растворов соответствует наименьшему возможному изменению структуры воды при образовании раствора [6]. При этом одноатомные ионы как бы замещают молекулы воды в структуре воды.

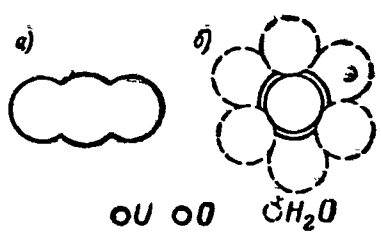


Рис. 4. Ион UO_2^{2+} и его окружение молекулами воды в разбавленных растворах

а — ион уранила; *б* — расположение иона уранила в канале структуры воды

Такое заключение о структуре разбавленных водных растворов электролитов в известной мере подтверждается результатом, полученным для иона UO_2^{2+} [3]. Этот линейный ион с двумя почти электронейтральными атомами кислорода не может замещать молекулы воды в структуре воды, и оказалось, что ион UO_2^{2+} окружен в разбавленном растворе шестью молекулами воды (см. таблицу), расположенными вблизи плоскости, проходящей через центр атома урана и перпендикулярной оси O—U—O. Это соответствует расположению иона UO_2^{2+} в разбавленных растворах в каналах структуры воды (рис. 4). Если случай одноатомных ионов можно в известной мере уподобить твердым растворам, построенным по типу замещения, то случай иона UO_2^{2+} в известной мере подобен растворам, построенным по типу внедрения. Таким образом, оказалось, что окружение ионов молекулами воды в разбавленных водных растворах и структуры этих растворов определяются структурой воды.

Что касается концентрированных растворов, то ряд экспериментальных исследований показал близость структур этих растворов к структурам соответствующих кристаллогидратов. В слу-

чае средних концентраций при некоторых условиях в растворе одновременно присутствуют как области со структурой кристаллогидрата, так и области со структурой воды, т. е. имеет место неравномерное распределение растворенного вещества в растворе (переход от структур разбавленных к структурам концентрированных растворов).

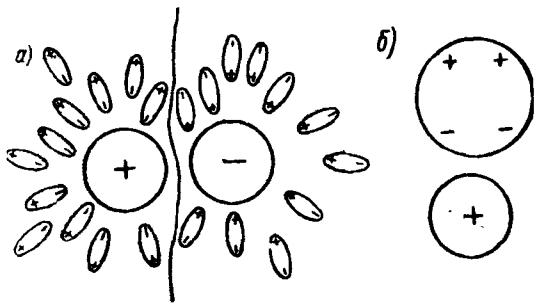


Рис. 5. *а*—схема, поясняющая образование „шубы" из молекул воды вокруг ионов; *б*—отиосительиые размеры иона натрия и молекулы воды

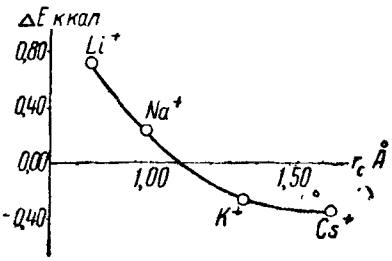


Рис. 6. Зависимость величин ΔE для однозарядных катионов от кристаллохимического радиуса катиона r_c

Результаты исследования структур разбавленных водных растворов электролитов приводят к необходимости пересмотра некоторых основных представлений в вопросе о гидратации ионов в водных растворах. В самом деле, с одной стороны, оказалось, что никаких «шуб» из молекул воды в разбавленных водных растворах нет, а что одноатомные ионы окружены в таких растворах примерно четырьмя молекулами воды; с другой стороны, рассмотрение обмена ближайших к ионам молекул воды раствора показывает, что вблизи многих ионов этот обмен происходит с весьма большой частотой и что связывание ионом ближайших молекул воды является только частным случаем гидратации в растворах. Поэтому представление о связывании ионами того или иного (различного для разных ионов) числа молекул воды и соответственно гидратационные числа ионов не могут быть положены в основу сколько-нибудь общего подхода к изучению гидратации ионов в водных растворах.

Между прочим то, что представление о «шубах» из молекул воды, окружающих ионы в растворах, которое укоренилось в учебной литературе, совершенно не соответствует действительности, видно хотя бы из рис. 5. На этом рисунке сопоставлены весьма распространенная схема, поясняющая образование «шубы» из молекул воды вокруг ионов в растворе (рис. 5,*а*) и соотношение размеров иона и молекулы воды для случая иона натрия, имеющее место в действительности (рис. 5,*б*). Что касается гидратационных чисел, то известно, что значения этих величин, приводимые различными авторами для одних и тех же ионов, совершенно не согласуются между собой. Так, например, для

иона Na^+ в литературе приводятся значения гидратационного числа от 71 до 2,5 и 1.

Гидратацию ионов в растворах следует в общем случае рассматривать как действие ионов на трансляционное движение (активированные скачки) ближайших молекул воды раствора. Следует рассматривать обмен молекул воды, составляющих ближайшее окружение ионов в растворе. Если этот обмен ослаблен (происходит сравнительно редко), гидратация иона значительна. По мере того как обмен усиливается, гидратация иона ослабляется.

Если по соседству молекулы воды в растворе оказывается ион, то энергия активации скачков молекулы воды из одного положения равновесия в соседнее, от которой главным образом зависит частота активированных скачков молекулы (величина E в соотношении (1) для частоты активированных скачков), становится вместо E равной $E + \Delta E$. Величина ΔE и является количественной характеристикой гидратации. Чем больше величина ΔE, тем реже происходит обмен молекул воды, составляющих в растворе ближайшее окружение иона, и тем больше гидратация. Был разработан метод определения величин ΔE для отдельных ионов [7]. Найденные этим методом значения ΔE для некоторых однозарядных катионов представлены на рис. 6 в зависимости от кристаллохимического радиуса катиона r_c. Оказалось, что величины E переходят из области положительных в область отрицательных значений. Для ряда ионов $\Delta E > 0$. В то же время для некоторых ионов $\Delta E < 0$; обмен молекул воды вокруг этих ионов происходит чаще, чем такой обмен происходит вокруг молекулы воды в воде. Молекулы воды около ионов, для которых $\Delta E < 0$, становятся более подвижными, чем в чистой воде. Это явление было названо отрицательной гидратацией [8].

Рассмотренные представления о структуре воды и водных растворов электролитов, а также новый подход к изучению гидратации ионов в водных растворах (и, в частности, представление об отрицательной гидратации) безусловно должны быть использованы при выяснении сущности таких физико-химических процессов, как процессы выщелачивания и растворения горных пород подземными водами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернал Д., Фаулер Р., Успехи физических наук, т. 14, стр. 586, 1934.

2. Данилов В. И., Проблемы металловедения и физики металлов, Сборник № 4, стр. 15, 1955.

3. Липилина И. И. и Самойлов О. Я., Доклады Академии наук, т. 98, стр. 99, изд. АН СССР, 1954.

4. Самойлов О. Я., Доклады Академии наук, т. 95, стр. 587, изд. АН СССР, 1954.
5. Самойлов О. Я., «Журнал физической химии» т. 20, стр. 1411, изд. АН СССР, 1946.
6. Самойлов О. Я., «Известия Академии наук СССР», Отделение химических наук, стр. 398, 627, изд. АН СССР, 1952.
7. Самойлов О. Я., «Журнал физической химии» т. 29, стр. 1582, изд. АН СССР, 1955.
8. Самойлов О. Я., Доклады Академии наук, т. 77, стр. 633, изд. АН СССР, 1951.
9. Френкель Я. И., Кинетическая теория жидкостей, изд. АН СССР, 1945.
10. Bjerrum N., Science, v. 115, p. 385, 1952.
11. Cuddeback R. B., Koeller R. C., Drickamer H. G., J. Chemic. Physics, v. 21, p. 589, 1953.
12. Morgan J., Werren B. E., J. Chemic, Physics, v. 6, p. 666, 1938.
13. Wang J. S., J. Amer. Chemic, Society, v. 73, p. 510, 1951.
14. Wirtz K. Z, Naturforschung. B. 3a. s. 672, 1948.

Д. С. СОКОЛОВ,
канд. геол.-минерал. наук

О СВЯЗЯХ МЕЖДУ РАСТВОРЯЮЩЕЙ СПОСОБНОСТЬЮ И СТРУКТУРОЙ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

В зависимости от состава природных вод и состава растворимых горных пород при выщелачивании последних происходит либо «простой» переход ионов из твердой фазы в жидкую, либо этот процесс сопровождается образованием новых многоатомных ионов. Второй случай, примером которого является растворение карбонатов кальция в водах, содержащих углекислоту, распространен в природных условиях не менее широко, чем первый. Таким образом, сущность явлений, с которыми связана растворяющая способность водных растворов, может быть различной. Эта способность весьма разнообразна и зависит от состава и структуры твердой фазы, состава самих растворов, температуры, давления и других факторов, совместное проявление которых и определяет ту или иную величину растворимости данного соединения в данных водах, при тех или иных термодинамических условиях. Настоящее сообщение касается лишь одной стороны этой большой и сложной проблемы, а именно: вопроса о возможных связях между структурой водных растворов электролитов и их растворяющей способностью.

В чем заключается сущность воздействия электролитов на способность воды растворять кристаллическое вещество? Почему различные электролиты, даже состоящие из ионов одинаковой валентности, оказывают различное влияние на растворяющую способность вод? Чем обусловлено наличие максимума на кривых, выражающих зависимость растворимости соединения от концентрации другой соли в растворе? Подобные и близкие к ним вопросы не находят удовлетворительного разъяснения в литературе, хотя вряд ли можно сомневаться в первостепенном значении их для понимания сущности тех явлений, с которыми теснейшим образом связана растворяющая способность того или иного водного раствора. В то же время, если сопоставить экспериментальные данные о растворимости целого ряда соединений с современными представлениями о структуре водных растворов и особенно с результатами новейших исследований О. Я. Самойлова [6—13] в этой области, то, как представляется автору, открывается новый путь объяснения сущности целого ряда особенностей, характеризующих растворяющую способность водных растворов

различных электролитов. Хотя О. Я. Самойлов в своих работах не затрагивает вопроса о растворяющей способности водных растворов, но следующие развиваемые им положения имеют, по моему мнению, самое непосредственное отношение к данной теме.

1. Подход к явлению гидратации с позиций прочно связанных с ионами гидратных оболочек и гидратационных чисел не соответствует природе явления гидратации в водных растворах. Последнее представляет воздействие ионов на тепловое и прежде всего на трансляционное движение ближайших к ним молекул воды раствора. При этом одни ионы ослабляют трансляционное движение молекул воды, другие же, наоборот, его усиливают. Последнее явление названо О. Я. Самойловым отрицательной гидратацией.

2. Для сравнительной характеристики гидратации предложено использовать значение плотности расположения молекул воды в ближайшем окружении иона, не забывая, что в ближайшем окружении иона происходит постоянная смена молекул воды. Эта плотность ρ' вычисляется по формуле

$$\rho' = \frac{n}{4\pi (r+1{,}38)^2} \overset{0}{A}^{-2},$$

где n — координационное число иона;

r — его радиус в $\overset{0}{A}$;

1,38 — радиус молекулы в $\overset{0}{A}$ и соответственно

$4\pi(r + 1{,}38)^2$ — поверхность первой координационной сферы в $\overset{0}{A}^{-2}$.

Другим показателем гидратации является величина $\frac{\tau}{\tau_{H_2O}}$, т.е. отношение среднего времени пребывания молекул воды в положении равновесия в ближайшем к иону окружении к среднему времени пребывания молекул воды в положении равновесия в чистой воде. Значения этих показателей, определенных О. Я. Самойловым для одноатомных ионов, сведены мною в таблицу, где ионы расположены в порядке убывания присущей им величины ρ'. Рассмотрение этой таблицы показывает, что к ионам, ослабляющим трансляционное движение молекул воды, находящихся в ближайшем окружении иона, относятся почти все катионы, а к ионам, усиливающим это движение, — однозарядные ионы с большим радиусом, т. е. анионы Cl^-, Br^- и J^-, а из катионов — K^+* (см. табл. 1).

Значительно более сложно установление значений ρ' для многоатомных ионов SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^- и CO_3^{2-}, которые в то же время распространены в природных водах не менее широко, чем и одноатомные ионы, приведенные в таблице. Однако вряд ли можно сомневаться, что сущность явлений при появлении в растворах комплексных ионов остается той же, т. е. они тоже влия-

* А также цезий и рубидий, которые в таблицу не включены.

Сравнительная характеристика воздействия ионов на трансляционное движение молекул воды в водных растворах при температуре 25° (по О. Я. Самойлову)

Ионы	r в Å	Координационное число	p' в $Å^{-2}$ (поверхностная плотность молекул воды в первом координационном слое)	$\frac{\tau}{\tau_{H_2O}}$	Примечание
Li^+	0,78	3,8	0,065	3,0	Ионы, ослабляющие трансляционное движение молекул воды (гидратирующиеся)
Mg^{2+}	0,78	3,8	0,065	—	
Ca^{2+}	1,06	4,0	0,054	—	
Na^+	0,98	3,7	0,053	1,8	
Sr^{2+}	1,27	4,4	0,050	—	
Ba^{2+}	1,43	4,8	0,048	—	
H_2O	1,38	4,6	0,044	1	
K^+	1,33	3,8	0,042	0,89	Ионы с отрицательной гидратацией
Cl^-	1,81	4,4	0,035	0,65	
Br^-	1,96	4,8	0,034	0,59	
J^-	2,2	5,3	0,033	0,53	

ют на трансляционное движение молекул воды. Но при этом оказывается, что если ионы SO_4^{2-} и NO_3^- должны быть отнесены к категории ионов, характеризующихся отрицательной гидратацией, т. е. усиливающих трансляционное движение ближайших молекул воды, то ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} обладают противоположными свойствами.

На наличие отрицательной гидратации у ионов SO_4^{2-} и NO_3^- косвенно указывают результаты более ранних экспериментальных исследований Н. К. Воскресенской и К. С. Пономаревой [1, 2]. Эти исследования показали, что по относительному увеличению экзотермичности растворения ионы располагаются следующим образом:

$$NO_3^- > J^- > Br^- > Cl^-;$$

$$SO_4^{2-} > Cl^-;$$

$$Ba^{2+} > Ca^{2+};$$

$$K^+ > Na^+ > Li^+.$$

Сравнение данных рядов с порядком расположения ионов в таблице свидетельствует об их полном совпадении (в обратной последовательности) в части одноатомных ионов. Учитывая же, что по сравнению с Cl^-, ионы SO_4^{2-} и NO_3^- больше влияют на

увеличение экзотермичности реакции растворения, можно предполагать, что эти многоатомные анионы относятся к отрицательно гидратирующимся. Нельзя не отметить, что Н. К. Воскресенская и К. С. Пономарева также находили возможным связать наблюдаемый ими эффект с различным воздействием ионов на структуру воды, но это положение было высказано ими лишь в самой общей форме. Наличие отрицательной гидратации у ионов SO_4^{2-} и NO_3^- недавно получило непосредственное подтверждение в опубликованной в 1954 г. работе болгарских исследователей Д. Еленкова и Л. Генова [3].

По просьбе автора О. Я. Самойлов специально рассмотрел вопрос о характере гидратации ионов HCO_3^- и CO_3^{2-}. При этом было показано, что обоим этим ионам несомненно свойственна положительная гидратация[1]. Иначе говоря, по характеру своего воздействия на структуру водного раствора, эти ионы резко отличаются от большинства остальных анионов.

Но все изложенные положения, как это подчеркивает и сам О. Я. Самойлов, не могут быть механически перенесены в область концентрированных солевых растворов. Не останавливаясь на специальном вопросе о структуре таких растворов, я подчеркну лишь, что в связи с интересующей нас темой, важным является то обстоятельство, что с увеличением концентрации растворов уменьшается среднее расстояние между находящимися в них ионами и увеличивается взаимодействие последних между собой. По мере роста концентрации это взаимодействие все более и более выступает на первый план и, наконец, как бы начинает подавлять взаимодействие ионов с молекулами воды. В случае наличия большого количества ионов с разными знаками, т. е. в условиях концентрированных растворов нейтральных солей, повидимому, это ведет к зарождению в структуре раствора дальней упорядоченности, уменьшению подвижности ионов и торможению трансляционного движения молекул воды.

Не меньший интерес представляет для нас вопрос о характере воздействия на структуру воды избыточного протона, т. е. свободного водородного иона, чему посвящены две специальные работы О. Я. Самойлова [7, 12]. Этот ион имеет особую природу, так как в водных растворах избыточные протоны располагаются внутри электронных орбит молекул воды и не закреплены за определенными молекулами воды с образованием устойчивых ионов H_3O^+, а постоянно перемещаются от одной молекулы к другой. При этом движение избыточных протонов имеет скачкообразный характер. Избыточные протоны сообщают молекулам

---

[1] Для этих ионов установление значения ρ' затруднительно и поэтому для определения характера воздействия их на трансляционное движение ближайших молекул воды следует использовать величину ΔE, т. е. изменение энергии активации самодиффузии молекул воды под влиянием ионов. Эта величина у ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- положительна, т. е. они относятся к ионам с положительной гидратацией.

воды некоторый небольшой положительный заряд. Существование этого заряда приводит к тому, что в растворе кислоты (наличие избыточных протонов) молекулы воды, гидратирующие катионы растворяемых солей, получают от них дополнительное отталкивание. Вместе с тем молекулы воды в растворе кислоты получают некоторое дополнительное притяжение к анионам растворяемых солей. Однако в силу большего радиуса анионов взаимодействие с катионом, т. е. отталкивание, превалирует [7]. Тем самым избыточные протоны не только сами очень быстро скачкообразно перемещаются от одной молекулы к другой, но, повидимому, их присутствие усиливает трансляционное движение самих молекул воды.

В итоге всего изложенного важно еще раз подчеркнуть, что различные ионы оказывают различное влияние на интенсивность теплового трансляционного движения молекул раствора, разделяясь на две крупные категории: 1) ионы, ослабляющие это движение,—большинство катионов, и анионы HCO_3^- и CO_3^{2-} и 2) ионы, усиливающие движение,—большинство анионов, избыточный протон и некоторые катионы. При этом ионы, входящие в каждую из этих категорий и даже обладающие одной и той же величиной заряда, являются неодинаковыми в отношении степени их воздействия на трансляционное движение молекул воды раствора.

Рассмотрим сопоставления, которые позволяют предполагать, что растворяющая способность воды и водных растворов электролитов существенным образом связана с трансляционным движением молекул воды и ионов, входящих в структуру водного раствора[1]. При этом необходимо сразу же отметить, что указанная связь более отчетливо выступает тогда, когда процесс растворения не сопровождается образованием в растворе новых комплексных ионов.

1. В наиболее простом виде связь выражается в том, что с повышением температуры растет растворяющая способность воды по отношению к большинству солей. Вряд ли можно сомневаться в том, что увеличение этой способности обусловлено усилением теплового и в том числе трансляционного движения молекул воды.

2. Достаточно отчетливо проявляется эта связь и в водных растворах тех кислот, в состав которых, помимо водорода, входят анионы, обладающие отрицательной гидратацией, т. е. HCl, H_2SO_4 и HNO_3. В растворах этих кислот избыточные протоны и

---

[1] Эти положения были изложены автором на научной конференции профессорско-преподавательского состава МГРИ в феврале 1954 г. и опубликованы в Сборнике Гидроэнергопроекта. Нельзя не отметить, что независимо от автора, но также основываясь на результатах исследований О. Я. Самойлова, недавно применительно к системам KNO_3—$KNCS$—H_2O и KNO_3—KBr—H_2O в известной мере к сходным выводам пришел П. С. Богоявленский (см. Доклады АН СССР, т. 101, № 5, 1955).

анионы однозначно действуют на структуру воды, усиливая трансляционное движение ее молекул. По мере повышения концентрации водных растворов таких кислот интенсивность трансляционного движения нарастает и соответственно растет их растворяющая способность. Следствием этого и является общеизвестная связь между величиной pH и растворяющей способностью водных растворов по отношению ко многим солям.

Иная картина имеет место в растворах угольной кислоты, так как воздействие избыточных протонов и анионов HCO_3^{2-} и CO_3^{2-} на трансляционное движение молекул воды различно по знаку. Иначе говоря, здесь усилению трансляционного движения за счет наличия избыточных протонов противодействует его ослабление под воздействием ионов HCO_3^- и CO_3^{2-}. Повидимому, в значительной мере этим и объясняется слабое влияние углекислоты на растворяющую способность вод по отношению к тем солям, растворение которых в водах, содержащих углекислоту, не сопровождается образованием в растворе новых многоатомных ионов, например при растворении NaCl, $CaSO_4$ и многих других. Больше того, растворимость некоторых солей с увеличением содержания CO_2 в растворе даже несколько снижается [4 — стр. 787, 792, 846].

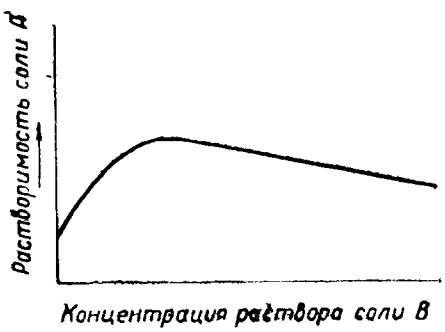
3. В водных растворах большинства нейтральных солей — серной, азотной и галоидных кислот — присутствуют ионы, оказывающие различное воздействие на трансляционное движение молекул воды. Одни из них (катионы) ослабляют это движение, другие (анионы), наоборот, — усиливают его. При этом в силу больших значений координационных чисел у анионов, усиление трансляционного движения будет превалировать над противоположным действием большинства катионов[1]. По этой причине растворяющая способность водных растворов солей больше, чем у чистой воды. А так как степень воздействия различных ионов на трансляционное движение молекул воды неодинакова, то и влияние тех или иных солей на растворяющую способность вод различно. Выявление количественных соотношений, выражающих эту связь, — задача дальнейших исследований, но и сейчас можно сослаться на ряд примеров, указывающих, что влияние отдельных ионов на растворяющую способность вод соответствует тому порядку, в котором располагаются ионы по степени своего воздействия на трансляционное движение молекул водных растворов. Так, растворяющая способность растворов $NaNO_3$ по от-

---

[1] Иначе говоря, среднестатистическое число молекул воды, находящихся в ближайшем окружении анионов и скачкообразно чаще перемещающихся в новые положения равновесия, больше по сравнению с количеством молекул воды, находящихся в ближайшем окружении у гидратирующихся ионов (катионы) и реже перемещающиеся в новые положения равновесия. Уместно также указать, что по последним данным И. И. Лнпилиной [5] координационное число у NO_3^- в разбавленных водных растворах $\approx 5{,}8$.

ношению к гипсу больше, чем у растворов NaCl [15 и др.]; у растворов Na_2SO_4 по отношению к $CaCO_3$ больше, чем у растворов NaCl [14 и др.], здесь, правда, важна двухзарядность SO_4^{2-}.

Уместно отметить, что соответствие растворяющей способности растворов различных солей по порядку расположения ионов, по степени и характеру их влияния на структуру воды может нарушаться также за счет других явлений. Например, при гидролизе солей сильных кислот и слабых оснований за счет появления в растворе свободных протонов будет происходить дополнительное усиление трансляционного движения молекул воды.



Кривая, характеризующая зависимость растворимости соли от концентрации раствора другой соли, не содержащей ионов, одноименных с твердой фазой (общий случай)

4. Хотя растворяющая способность различных солевых растворов далеко не одинакова, но характер кривых, выражающих зависимость растворимости каких-либо соединений от концентрации растворов солей, не имеющих ионов, одноименных с твердой фазой, довольно однотипен. Вначале, по мере повышения концентрации солевого раствора, его растворяющая способность быстро растет, но затем, достигнув максимума, положение которого у различных солей различно, начинает медленно снижаться (см. многочисленные экспериментальные данные [14 15 и др.]). Очевидно, что левые восходящие части этих кривых (см. рисунок) отражают условия разбавленных растворов, в которых усиление трансляционного движения частиц раствора еще резко преобладает над силами взаимодействия между катионами и анионами, находящимися в растворе. Точка максимума соответствует концентрации, дальнейшее повышение которой уже обусловливает снижение растворяющей способности раствора данной соли за счет нарастания притяжения между катионами и анионами, находящимися в растворе уже в больших количествах, что, как указывалось выше, тормозит трансляционное движение молекул. Любопытно, что снижение растворяющей способности концентрированных растворов обычно происходит весьма постепенно (пологость правой части кривой, см. рисунок), и она еще долгое время остается более высокой по сравнению с растворяющей способностью чистой воды. Тем самым в достаточно сильно концентрированных растворах трансляционное движение молекул воды остается более интенсивным по сравнению с чистой водой, но в то же время по мере роста концентрации катионов и анионов оно все более и более подавляется их взаимодействием между собой.

Если в условиях рассмотренных систем связь между структурой водных растворов и их растворяющей способностью все-таки является (хотя и в общем виде) достаточно определенной, то в растворах, содержащих ионы, одноименные с твердой фазой, она, как правило, маскируется, перекрываясь другими явлениями. Даже повышение интенсивности трансляционного движения молекул воды, связанного с наличием в растворе отрицательно гидратирующихся ионов, в большинстве случаев (при одноименных ионах) не приводит к увеличению растворяющей способности растворов. Но, как известно, имеются и отклонения от этого общего правила. В качестве примера укажу на опубликованные О. К. Янатьевой [17] результаты изучения растворимости хлоридов щелочных и щелочно-земельных металлов, которые показывают, что наличие в растворе хлоридов Li, Mg и Ca действительно понижает совместную растворимость хлоридов Na и K, а хлористый барий, наоборот, повышает ее. Если сопоставить эти данные с таблицей, то обращает на себя внимание, что значение ρ' у Ba^{2+} меньше, чем у Ca^{2+}, Mg^{2+} и Li^{+}. Иначе говоря, данный пример отклонения от правила общего иона находит свое объяснение в установленных О. Я. Самойловым явлениях.

В еще большей степени подавление связей между структурой водных растворов и их растворяющей способностью имеет место в условиях, когда растворение сопровождается образованием в растворе новых комплексных ионов. Такие условия в природе имеют место прежде всего при растворении карбонатов кальция и магния в водах, содержащих углекислоту. В этом случае реакция $CO_3^{2-} + H^{+} \rightarrow HCO_3^{-}$ является решающей и определяющей весь процесс [16], и в чистых углекислых водах она перекрывает влияние интенсивности трансляционного движения молекул воды раствора на его растворяющую способность. Поэтому характер зависимостей растворимости от концентрации электролитов и температуры здесь уже иной.

Все изложенное показывает, что трансляционное движение молекул воды, к количественной оценке которого в настоящее время вплотную подходит теория водных растворов, представляет один из существенных факторов, с которым связана и их растворяющая способность. И если эти связи намечены пока лишь в общем виде, то вряд ли можно сомневаться в том, что дальнейшая специальная работа в этом направлении окажется весьма плодотворной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воскресенская Н. К. и Пономарева К. С., Политермы теплот растворения солей при малых концентрациях, Доклады Академии наук, т. 45, № 5, изд. АН СССР, 1944.

2. Воскресенская Н. К. и Пономарева К. С., Изменения теплот

растворения под влиянием электролитов с общим ионом, «Журнал физической химии» т. XX, вып. 4—5, изд. АН СССР, 1946.

3. Елеиков Д. и Геиов Л., К вопросу о координациоиных числах и гидратации ионов Na^+, K^+, Cl^-, Br^-, NO_3^- и SO_4^{2-} в водных растворах, Доклады Болгарской Академии наук, т. 7, № 1, изд. АН СССР, 1954.

4. Здаиовский А. Б. и др., Справочник по растворимости солевых систем, т. II, 1954.

5. Липилина И. И., Координационное число и размещение иоиа NO_3^- в структуре разбавленного водиого раствора, Доклады Академии наук СССР, т. 102, № 3, изд. АН СССР, 1955.

6. Самойлов О. Я., О гидратации иоиов электролитов в водных растворах, Доклады Академии наук, т. 77, № 4, изд. АН СССР, 1951.

7. Самойлов О. Я., Действие иона водорода иа теплоты растворения солей, Доклады Академии наук, т. 81, № 4, изд. АН СССР, 1951.

8. Самойлов О. Я., Координационные числа и гидратация ионов Li^+, K^+, Cl^-, Br^-, J^- в водных растворах, «Известия Академии наук», Отделение химических наук, № 3, изд. АН СССР, 1952.

9. Самойлов О. Я., Координационные числа ионов Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} и Ba^{2+} в водных растворах, «Известия Академии наук», Отделение химических наук, № 4, изд. АН СССР, 1952.

10. Самойлов О. Я., Граница между гидратирующимися и негидратирующимися ионами, Доклады Академии наук, т. 91, № 2, изд. АН СССР, 1953.

11. Самойлов О. Я., О гидратации ионов в водных растворах, «Известия Академии наук СССР», Отделение химических наук, № 2, изд. АН СССР, 1953.

12. Самойлов О. Я., К механизму перемещения иона водорода в водиых растворах кислот, Доклады Академии наук, т. 95, № 3, изд. АН СССР, 1954.

13. Самойлов О. Я., Отрицательная гидратация ионов в водных растворах, Доклады Академии наук, т. 102, № 6, изд. АН СССР, 1955.

14. Страхов Н. М., Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов, Труды Института геологических наук Академии наук, вып. 124, изд. АН СССР, 1954.

15. Штернина Э. Б., О растворимости малорастворимых солей, «Известия сектора физико-химического анализа» т. XIX, изд. АН СССР, 1949.

16. Штернина Э. Б. и Фролова Е. В., О растворимости кальцита в присутствии CO_2 и NaCl, «Известия сектора физико-химического анализа». т. XXI, изд. АН СССР, 1952.

17. Янатьева О. К., Растворимость, вязкость и удельные веса в четверных водных системах из хлоридов щелочных и щелочио-земельиых металлов, «Журнал общей химии» т. XVII, вып. 6, изд. АН СССР, 1947.

В. А. ПРИКЛОНСКИЙ,
д-р геол.-минерал. наук проф.
Н. А. ОКНИНА,
канд. геол.-минерал. наук

ДИФФУЗИОННОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Рассоление и выщелачивание воднорастворимых или включающих воднорастворимые минералы горных пород может происходить двумя путями: 1) прямым путем — при непосредственном взаимодействии с поверхностью минерала фильтрующейся через породы воды, обладающей растворяющей по отношению к данному минералу способностью, и 2) косвенным путем — за счет диффузионного перемещения солей в неподвижном поровом растворе при наличии разности концентраций (градиент концентрации). В последнем случае соли могут находиться как в твердом, так и в растворенном виде в воде пор, а процесс диффузионного перемещения солей может, вообще говоря, приводить как к засолению, так и рассолению породы.

В практически водонепроницаемых глинистых породах, где прямая фильтрация воды при обычных гидравлических градиентах исключается, прямого фильтрационного выщелачивания, очевидно, быть не может. Однако, если подобные глинистые породы, как это нередко бывает, трещиноваты или включают песчаные фильтрующие прослои, то в них может происходить диффузионное перемещение солей, приводящее, в частности, к их рассолению. Последнее сопровождается изменением состава, а также физико-химических и физико-механических свойств породы. Можно полагать, что подобные процессы в глинистых породах широко распространены в природе. Кроме того, они могут вызываться искусственно при возведении различных (особенно гидротехнических) сооружений, резко нарушающих существующие гидрогеологические условия.

Процесс диффузионного рассоления глинистых пород представляет интерес не только с инженерно-геологической, но и с геологической точки зрения. Можно полагать, что диффузионное рассоление глинистых отложений нередко является одним из важнейших процессов диагенеза или эпигенеза первоначально засоленных глинистых осадков. В качестве примера можно привести позднеледниковые глинистые отложения Норвегии и Шве-

ции, являющиеся аналогами распространенных на севере Европейской части СССР ильдиевых глин.

Комплексное изучение этих глин, проведенное в последнее время Норвежским государственным геотехническим институтом и некоторыми другими зарубежными организациями, в частности в Германии, в связи с необходимостью выяснения причин и факторов, типичных для этих глин оползней-потоков, иногда приводящих к катастрофам с человеческими жертвами, дало весьма интересные результаты. Они позволяют предполагать, что примерно в течение 20 тыс. лет с момента отложения этих глин в условиях последующего постепенного поднятия страны вследствие освобождения ее от мощного покрова льда засоленность их сильно уменьшилась. Имеются все основания полагать, что уменьшение засоленности происходило в значительной мере диффузионным путем. Рассоление глин сопровождалось значительным изменением их физического и физико-химического состояния и физико-механических свойств, в частности сопротивления срезу. Этот геологический процесс и является, как полагают, основной причиной, вызывающей неожиданные оползни-потоки в этих глинах.

Диффузионное рассоление пород интересно также и с гидрогеологической точки зрения, так как оно является одним из процессов, формирующих химический состав подземных вод, соприкасающихся с рассоляющимися породами. В частности, как показали исследования Н. А. Окиной в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, диффузионное рассоление глинистых пород сопровождается катионным обменом, приводящим к изменению состава обменных ионов в породах и соответственно катионного состава солей, растворенных в подземных водах.

Дальнейшее изучение этих процессов, поможет разъяснить еще очень неясный во многих случаях механизм изменения катионного состава подземных вод при их взаимодействии с глинистыми породами. Несмотря на то, что в гидрогеологической литературе достаточно часто приводят обменные реакции между подземными водами и глинистыми породами для объяснения формирования химического состава подземных вод, механизм этого обмена в природе совершенно не изучен. Можно думать, что он в значительной мере связан с процессами диффузионного перемещения солей.

Изучение процессов диффузионного перемещения солей в глинистых породах представляет большие трудности, так как это перемещение происходит в неоднородной пористой среде при разнообразном распределении в ней солей, находящихся обычно как в твердом (прослои, линзы, кристаллы, тонкорассеянные частицы), так и в растворенном (в воде пор) виде. В этих условиях математическая обработка результатов экспериментальных исследований представляет большие трудности.

Как известно, основной закон диффузии был установлен А. Фиком (1855 г.) и формулируется

$$dm = -DS\frac{dC}{dx}dt,$$

где dm — масса вещества, диффундирующая за время dt через поверхность площадью S, перпендикулярную к направлению диффузии x, при градиенте концентрации вдоль этого направления, равным $\frac{dc}{dx}$;

D — коэффициент диффузии, численно измеряемый массой вещества, диффундирующего через площадку, равную единице, за время $t = 1$ при градиенте концентрации, равном единице; размерность коэффициента диффузии $см^2сек^{-1}$;

C — концентрация.

Работами Ф. Ф. Лаптева, Н. А. Окниной и других установлена возможность применения закона Фика для математической обработки результатов опытов по диффузионному выщелачиванию глинистых пород. Однако в каждом отдельном случае требуется строгий учет характера засоленности породы и условий проведения опыта. Наилучшие результаты получаются в случае установившегося (стационарного) диффузионного потока и при равномерном распределении тонкодисперсных растворимых минералов в породе. Наличие в породе отдельных крупных кристаллов осложняет процесс выщелачивания и затрудняет математическую обработку экспериментальных данных.

Процессы диффузионного рассоления глинистых пород осложняются далее обратными процессами капиллярного осмоса, установленного Б. В. Дерягиным и подробно изученного Б. Ф. Рельтовым. Капиллярный осмос часто вызывает более или менее сильное набухание глинистой породы с соответствующим увеличением ее пористости, что изменяет условия, в которых происходит диффузионное перемещение солей в породе.

При проектировании гидротехнических сооружений в Заволжье в связи с осуществлением его обводнения и орошения на базе Сталинградского водохранилища возник вопрос о возможности рассоления засоленных глинистых отложений, в частности хвалынских пород (шоколадные глины), и о возможности изменения их физико-механических свойств при рассолении. Изучение водопроницаемости засоленных хвалынских глинистых отложений этого района показало, что они обладают ничтожными коэффициентами фильтрации и практически водонепроницаемы. Поэтому при обычных гидравлических градиентах, нет оснований ожидать в них фильтрации воды. Однако полевые исследования обнаружили, что эти глины на многих участках очень сильно трещиноваты и обычно содержат песчано-пылеватые прослои. По этим трещинам и песчаным прослоям может проникать пресная вода

из каналов и других водоемов. Создавая разность концентрации, она будет вызывать диффузионное перемещение солей в поровом растворе с постепенным рассолением породы и изменением ее физико-механических свойств. Последнее может привести к деформациям пород вдоль путей фильтрующейся воды, в частности вызвать сужение или закрытие трещин вследствие набухания пород. Кроме того, при соприкосновении засоленных разностей хвалынских глинистых пород с пресной водой водохранилища и каналов, можно ожидать деформации откосов вследствие размокания, набухания и уменьшения связности породы. Так возникла необходимость изучения этого вопроса, поскольку процессы диффузионного перемещения солей в породах, особенно в глинистых, весьма мало изучены. Литература как отечественная, так и зарубежная по этим вопросам очень бедна. Поэтому по согласованию с Гидропроектом в Лаборатории гидрогеологических проблем имени Ф. П. Саваренского АН СССР Н. А. Окниной (под руководством проф. В. А. Приклонского) были проведены специальные экспериментальные исследования процессов диффузионного выщелачивания засоленных разностей хвалынских глинистых пород и сопутствующего им изменения физико-механических свойств этих пород.

Изученные в Лаборатории гидрогеологических проблем имени Ф. П. Саваренского АН СССР образцы хвалынских (шоколадных) глин представляют собой высокодисперсные породы с содержанием фракции $< 0{,}001$ *мм* от 57 до 85% и с числом пластичности от 35 до 51.

В естественных условиях залегания глины находятся как в пластичном, так и в полутвердом состоянии. Пластичные разности обладают высокой естественной влажностью (33—42%), высокой пористостью (48—53%) и в то же время высоким показателем уплотненности (0,53—0,8). Полутвердые шоколадные глины имеют более низкую естественную влажность (23—30%) и пористость (41—44%), чем пластичные разности глин. Шоколадные глины обладают довольно высокой величиной набухания. Величина набухания пластичных разностей этих глин колеблется в пределах 8,8—15%, а полутвердых разностей — 19,8—28%.

Прочность, определенная конусом акад. П. А. Ребиндера, у естественных образцов зависит от влажности и пористости, закономерно увеличиваясь с уменьшением последних от 4,8 до 14,8 *кг/см*^{2}. Прочность на раздавливание воздушносухих образцов, наоборот, закономерно увеличивается с увеличением пористости и влажности (от 134 до 169 *кг/см*^{2}).

Среди глинистых фракций хвалынских глин (по данным рентгеновского, термического, хроматографического, электронно-микроскопического и валового химических анализов) преобладает иллит. Иногда в незначительном количестве присутствуют также каолинит и монтмориллонит. Общее содержание воднорастворимых солей (по данным водных вытяжек) колеблется от 0,6

до 1,8%. Сопоставление результатов анализа водных и солянокислых вытяжек, а также данных кальциметрии показало, что воднорастворимые соли присутствуют в глинах как в твердом, так и в растворенном виде. В твердом виде находятся карбонаты и сульфаты кальция. В растворенном виде находится хлористый натрий, а также часть сульфатов и карбонатов. Концентрация NaCl в поровом растворе достигает иногда 101 *г/л*.

Шоколадные глины обладают довольно высокой емкостью поглощения: от 21,27 до 31,30 *мг-экв* на 100 *г* сухой породы. Содержание поглощенного Ca в шоколадных глинах колеблется от 12,48 до 20,80 *мг-экв*, что составляет 54,7—82,4% от емкости поглощения. В большинстве образцов шоколадных глин поглощенный Na′ составляет 15% от емкости поглощения; поэтому эти глины относятся к солонцеватым разностям.

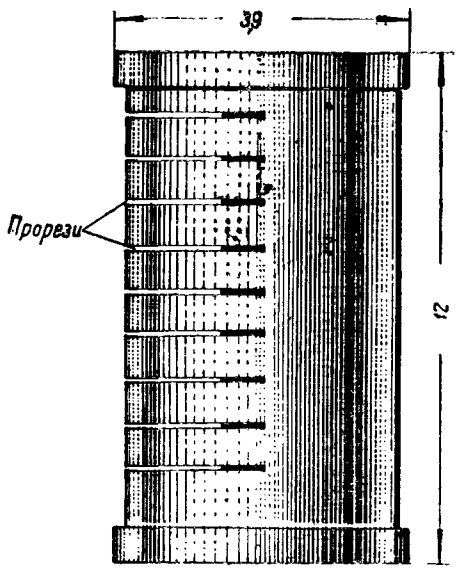


Рис. 1. Прибор для изучения диффузионного перемещения солей

Для выяснения возможности применения известного уравнения Фика к процессам диффузионного выщелачивания солей из хвалынских глинистых пород были проведены специальные опыты с диффузионным выщелачиванием и изучено его влияние на изменение физико-механических свойств хвалынских глинистых пород; проведено три серии опытов в условиях как установившегося, так и неустановившегося диффузионного потока.

1-я серия опытов

Опыты по изучению процессов свободной диффузии и определению коэффициента диффузии Cl′ нами проводились в специальных трубках (рис. 1), в которые помещались монолитные образцы глин длиной 12 *см* и диаметром 3,9 *см* с естественным сложением и влажностью. На дно трубок насыпалась соль NaCl. Через определенный интервал времени (20, 40, 60 суток) исследуемые образцы послойно анализировались на содержание Cl-иона. Для математической обработки полученных данных и вычисления коэффициента диффузии была применена следующая формула, являющаяся результатом частного решения второго уравнения закона Фика для этого случая:

$$\lg C = \lg A - \frac{\lg e}{4kt} x^2,$$

где C — концентрация исследуемой соли;
k — коэффициент диффузии;
t — продолжительность опыта в сутках;
x — расстояние от места внесения соли в *см*;
A — постоянная величина.

Эта формула представляет собой уравнение прямой в отношении переменных $\lg C$ и x^2. Если экспериментальные данные при

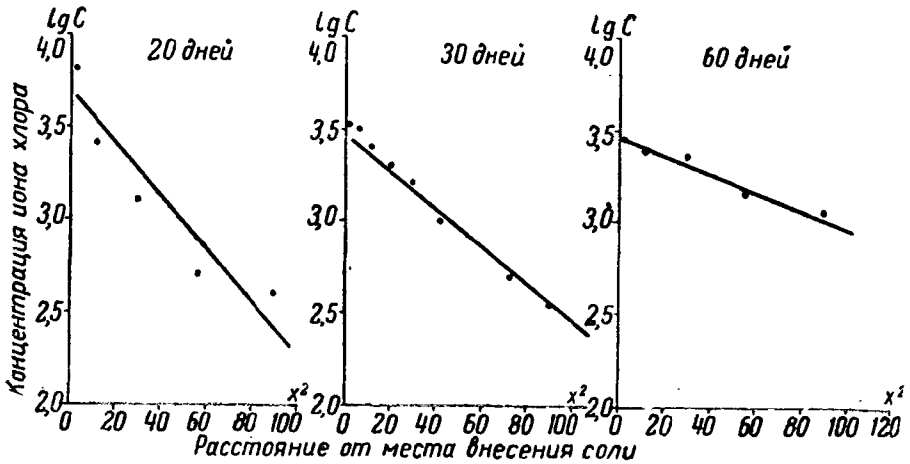


Рис. 2. График зависимости между логарифмом концентрации иона хлора $\lg C$ и расстоянием от места внесения соли x^2 в хвалынской шоколадной глине для различных интервалов времени от начала опыта при влажности образцов 42%

координатной системе $\lg C$ и x^2 для определенного момента времени t располагаются на прямой линии, это указывает на то, что процесс диффузии данного иона в наших условиях подчиняется закону гидродиффузии Фика. Тангенс угла наклона этой прямой определяется из графика и представляет собой угловой коэффициент прямой

$$\frac{\lg e}{4kt} = \frac{0{,}4343}{4kt} = \operatorname{tg}\alpha.$$

Определяя графически угол α, мы легко можем найти коэффициент диффузии k по следующей формуле:

$$k = \frac{0{,}4343}{4t \operatorname{tg}\alpha}.$$

Проведенные исследования показали, что диффузия Cl-иона в хвалынских глинах достаточно хорошо подчиняется закону гидродиффузии Фика (рис. 2). Установлено, что величина коэффициента диффузии Cl-иона зависит от влажности породы. С увеличением последней величина коэффициента диффузии возрастает. Например, коэффициент диффузии Cl при влажности 27% равен

0,08, а при влажности 42% — 0,368 *см²/сутки*. Эти цифры того же порядка, что и имеющиеся в литературе для диффузии Cl′ в почвах (В. А. Чернов, 1939 г., Н. А. Комарова, 1937 г. и др.).

2-я серия опытов

Опыты по изучению процессов диффузионного выщелачивания хвалынских глин проводились в приборах Ф. Ф. Лаптева с естественными образцами размером 14×3,2 *см* и высотой 5—7 *см* в условиях, по возможности исключающих набухание образцов в процессе опыта. По поверхности образца в приборе под-

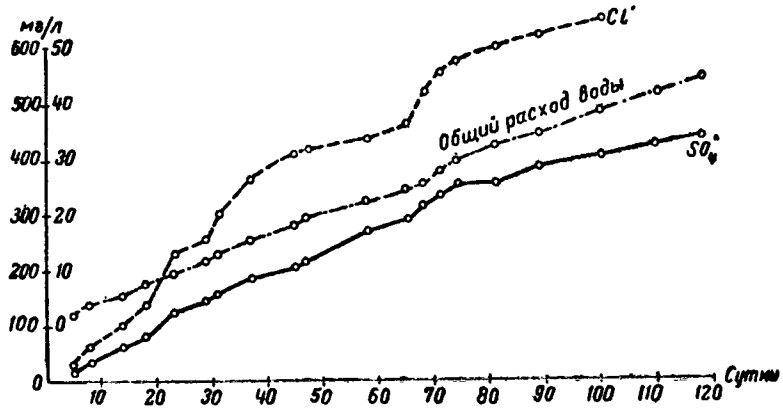


Рис. 3. Кривые, показывающие суммарный вынос ионов Cl и SO_4 из образца хвалынской шоколадной глины и общий расход прошедшей по поверхности образца воды

держивался постоянный ток дистиллированной воды и через определенный интервал времени брались пробы фильтрата на исследование.

Проведенные опыты показали, что скорость диффузионного выщелачивания хлоридов и сульфатов, несмотря на практическую водонепроницаемость образцов ($k_ф$=0,0002—0,00004 *см/сек*), достаточно высокая. В течение 89—126 суток образцы хвалынских глин почти полностью освобождались от хлоридов и от значительного количества сульфатов. В опытах с диффузионным выщелачиванием из исследуемых пород было удалено Cl′ от 72 до 100%, SO_4'' — от 29 до 79% от начального их содержания в образцах; при этом уменьшение общего содержания солей составило от 35 до 79% по отношению к первоначальному. Оказалось, что процесс выщелачивания солей имеет скачкообразный характер (рис. 3). Скорость выщелачивания хлоридов (Cl′) с 1 *м²* поверхности колеблется от 1,92 *г/м²сутки* до 9,62 *г/м²сутки*. Скорость выщелачивания сульфатов (SO_4'') с 1 *м²* поверхности меньше, чем хлоридов, и колеблется от 0,96 до 5,22 *г/м² сутки*. На скорость выщелачивания хлоридов большое влияние оказывает первоначальное содержание Cl-иона в образцах. В образцах с наибольшим содержанием хлоридов наблюдается и наибольшая скорость выщелачивания Cl-иона.

3-я серия опытов

Опыты по определению коэффициента диффузионного выщелачивания гипса были поставлены аналогично с проведением опытов при изучении процесса его выщелачивания. Для определения же коэффициента диффузионного выщелачивания NaCl на дно прибора Ф. Ф. Лаптева помещалась эта соль в целях поддержания у нижней поверхности образца в течение опыта постоянной концентрации. Таким образом, определение коэффициента диффузионного выщелачивания в первом случае производилось в условиях неустановившегося диффузионного потока, а во втором — установившегося. Соответственно нами были применены формулы, выведенные для того и другого случаев Ф. Ф. Лаптевым (1946, 1949) путем интегрирования основного уравнения Фика. Для гипса при неустановившемся диффузионном потоке формула Ф. Ф. Лаптева имеет вид

$$v_q = \frac{\sqrt{200\,000\,Qq \cdot 2\,050\,\varphi}}{2\sqrt{t}},$$

где v_q — скорость диффузионного выщелачивания гипса в данный момент времени (*мгм²/сутки*);
Q — объемный вес сухого грунта в *г/см³*;
q — содержание гипса в *г* на 100 *г* сухой навески;
2 050 — концентрация в *мг/л* насыщенного раствора гипса в дистиллированной воде;
φ — коэффициент диффузионного выщелачивания в *м²/сутки*.

Учитывая повышение растворимости гипса в присутствии хлористого натрия, в приведенную формулу мы внесли соответствующее уточнение, заменив величину растворимости гипса в дистиллированной воде значением ее, отвечающим вычисленной концентрации хлористого натрия в поровом растворе данного образца по результатам анализа водной вытяжки.

Для хлористого натрия при установившемся диффузионном потоке формула имеет следующий вид (по данным Ф. Ф. Лаптева, 1949 г.):

$$v_q = \varphi \frac{320\,000 - y}{h},$$

где v_q — установившаяся постоянная скорость выщелачивания в *мг м²/сутки*;
320 000 — концентрация NaCl в *мг/л* у нижней поверхности образца;
y — средняя концентрация NaCl в *мг/л* в воде, протекающей по поверхности образца при постоянной скорости выщелачивания;

h — высота образца в *см*;

φ — коэффициент диффузионного выщелачивания в *м²/сутки*.

В результате проведенных исследований нами были получены следующие значения коэффициента диффузионного выщелачивания для изученных образцов хвалынских шоколадных глин: для хлористого натрия от 0,47 до 0,71 *м²/сутки*, для гипса от 0,3 до 0,69 *м²/сутки*. Эти значения близки к значениям, полученным Ф. Ф. Лаптевым (1946, 1949 гг.) для некоторых других глин, но меньше значений коэффициента диффузии, полученных нами для NaCl в опытах со свободной диффузией.

Изменение некоторых свойств хвалынских шоколадных глин в процессе диффузионного выщелачивания

Проведенные нами экспериментальные исследования показали, что в процессе диффузионного выщелачивания некоторые свойства хвалынских шоколадных глин меняются. Установлено изменение емкости поглощения, состава поглощенных катионов, дисперсности, пределов и числа пластичности, влажности и пористости, механической прочности по конусу акад. П. А. Ребиндера и механической прочности воздушно-сухих образцов на раздавливание. Одни из этих изменений происходят в основном под влиянием непосредственного выщелачивания; другие находятся в более сложной зависимости от него, определяясь в основном другими факторами.

Емкость поглощения и состав поглощенных катионов

До выщелачивания емкость поглощения глин была порядка 21,3—29 *мг-экв*. После выщелачивания она увеличивалась до 25,2—32,1 *мг-экв* (см. табл. 1).

Это увеличение емкости поглощения в выщелоченных глинах можно объяснить увеличением дисперсности. Для верхних слоев выщелоченных образцов увеличение емкости поглощения составило 4,6—41% по сравнению с первоначальной величиной.

Во всех выщелоченных образцах хвалынских глин наблюдается резкое снижение содержания поглощенного Na^+ и Mg^{2+} и, соответственно, увеличение содержания поглощенного Ca^{2+}. Уменьшение поглощенного Na^+ для верхних слоев образцов составляет от 52,5 до 95,9% по сравнению с первоначальным его содержанием, а Mg^{2+}— от 9,1 до 85,7%. Увеличение поглощенного Ca^{2+} после выщелачивания составляет от 55 до 87% по сравнению с первоначальным его содержанием. Таким образом, происходит рассолонцевание породы, что вполне объясняется сдвигом адсорбционного равновесия под влиянием удаления из породы главным образом натрия из его хлористых солей.

Таблица 1

Изменение емкости поглощения и состава поглощенных катионов в хвалынских глинах в процессе выщелачивания

№ шурфа	Глубина в *м*	До выщелачивания				После выщелачивания								
		Емкость поглощения *мг-экв* на 100 *г*[1]	[1])+ Na	[1])2+ Ca	[1])2+ Mg по разности	Слой образца	Емкость поглощения в *мг-экв* на 100 *г*	+ Na	2+ Ca	Mg2+ по разности	Изменение в процессе выщелачивания в % от значения до выщелачивания[2]			
											емкость поглощения	+ Na	2+ Ca	Mg2+
4515	5,40	26,5 / 100	3,91 / 14,75	15,08 / 56,90	7,51 / 28,35	Верх	29,25 / 100	1,31 / 4,4	26,87 / 91,8	1,07 / 3,8	+10,37	—66,4	+78,1	—85,7
						Низ	27,50 / 100	1,78 / 6,4	24,42 / 88,1	1,3 / 5,5	+3,77	—54,4	+61	—82,7
4516	9,25	26,22 / 100	9,9 / 37,74	15,22 / 58,04	1,1 / 4,22	Верх	27,56 / 100	1,15 / 4,2	25,41 / 92,1	1 / 3,7	+5,11	—88,3	+66,9	—9,1
						Низ	26,81 / 100	0,82 / 3	25,09 / 93,2	0,9 / 3,8	+2,25	—91,7	+64,8	—18,2
4516	11,00	21,27 / 100	2,36 / 11,14	15,51 / 72,91	3,4 / 15,95	Верх	25,16 / 100	0,57 / 2,2	22,87 / 90,8	1,72 / 7	+18,24	—75,8	+47,4	—49,4
						Низ	23,85 / 100	0,75 / 3,1	20,15 / 84,6	2,95 / 12,3	+12,12	—68,2	+29,8	—13,2
5642А	7,75	29,01 / 100	3,94 / 13,58	15,54 / 53,51	9,53 / 32,86	Верх	32,15 / 100	1,87 / 5,81	24,12 / 75	6,16 / 19,2	+10,82	—52,5	+55	—35,3
5905	3,65	24,2 / 100	6,47 / 26,73	13,37 / 55,24	4,36 / 18,03	Верх	28,47 / 100	2,25 / 7,90	24,17 / 84,9	2,05 / 7,2	+17,64	—65,2	+87	—52,9
						Низ	26,15 / 100	2,42 / 9,25	21,02 / 80,3	2,71 / 10,45	+8,06	—62,5	+56,6	—37,8

[1] В числителе — в *мг-экв* 100 *г* абсолютно сухого грунта, в знаменателе — в процентах от емкости поглощения

[2] Знак + указывает на увеличение, знак — на уменьшение.

Дисперсность

В выщелоченных хвалынских глинах наблюдается увеличение дисперсности (см. табл. 2). Это можно объяснить резким уменьшением концентрации воднорастворимых солей порового раствора. В результате выщелачивания имеет место увеличение количества частиц диаметром менее 0,001 *мм* в несколько раз (от 2 до 12) по сравнению с содержанием до выщелачивания (согласно данным микроагрегатного анализа).

Пластичность

В выщелоченных глинах наблюдалось также изменение значений пределов пластичности, причем у разных образцов оно было различным. Граница текучести в образцах глины из шурфов 4515 и 4516 после выщелачивания уменьшилась на 2,7—12,7% по сравнению с ее значением до выщелачивания. Это можно связать с тем, что в этих образцах после выщелачивания поглощенный комплекс почти полностью насыщался Ca^{2+}. В других же образцах из шурфов 5642А и 5905 наблюдалось увеличение границы текучести на 6,5—12,4%, что можно объяснить несколько большим содержанием поглощенного Na^{+}, остающегося в них после выщелачивания, по сравнению с другими образцами. Общей закономерностью для всех выщелоченных образцов является увеличение границы раскатывания на 4,7—25,3% по сравнению с невыщелоченными образцами. В соответствии с изменением границы текучести происходит и изменение числа пластичности.

Пористость

Во всех выщелоченных образцах глин наблюдалось увеличение пористости на 3,3—21,3% по сравнению с пористостью хвалынских глин до выщелачивания. Увеличение пористости в выщелоченных глинах можно объяснить отчасти выщелачиванием твердого гипса, отчасти набуханием образцов во время опыта, несмотря на принятые против этого меры. Увеличение пористости тем больше, чем меньше была пористость до выщелачивания. После выщелачивания все образцы приобрели почти одинаковую пористость (от 54 до 56%), очевидно, максимально возможную в условиях опыта. В соответствии с увеличением пористости наблюдается уменьшение объемного веса скелета выщелоченных глин и увеличение их влажности. Увеличение пористости и влажности явилось дополнительным к выщелачиванию фактором, повлиявшим на изменение прочности глин в процессе выщелачивания. Установление влияния каждой из этих групп факторов раздельно является задачей дальнейших исследований.

Механическая прочность

Механическая прочность влажных образцов глин, измеренная с помощью конуса акад. П. А. Ребиндера, снижалась после выщелачивания на 65,2—90,7% по сравнению с прочностью невы-

Таблица 2

Изменение микроагрегатного состава хвалынских глин в процессе выщелачивания

№ шурфа	Глубина в *м*	До выщелачивания процентное содержание фракций (диаметр частиц в *мм*)					После выщелачивания процентное содержание фракций					Абсолютное увеличение фракции < 0,001 *мм* в процессе выщелачивания.
		>0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
4515	5,4	3,57	3,06	23,35	66	4,02	3,12	7,76	6,41	34,23	48,48	44,47
4516	9,2	3,62	1,63	4,51	83,56	6,68	3,14	1,33	3,42	24,68	67,43	60,75
4516	11	3,1	7,65	10,65	71,56	7,14	2,9	8,47	9,81	40,5	38,32	31,18
5642А	7,75	2,46	4,45	5,13	82,33	5,6	3,88	3,82	5,85	23,08	63,37	57,74
5905	3,65	3,29	4,28	6,79	72,33	13,31	2,88	11,79	8,42	40,13	36,78	23,47

Таблица 3

Изменение прочности хвалынских глин в процессе выщелачивания

№ шурфа	Глубина в *м*	Прочность на раздавливание воздушносухих образцов				Прочность по конусу акад. П. А. Ребиндера					
						до выщелачивания		после выщелачивания			
		до выщелачивания в *кг/см²*	после выщелачивания в *кг/см²*	абсолютное уменьшение прочности в *кг/см²*	относительное уменьшение прочности в % от первоначальной	в *кг/см²*	влажность в %	в *кг/см²*	влажность в %	абсолютное уменьшение прочности в *кг/см²*	относительное уменьшение прочности в % от первоначальной
4515	5,4	136,5	54,29	82,11	60,23	14,37	28,63	1,33	45,23	13,04	90,74
4516	9,25	169,51	73,57	95,94	56,59	4,8	40	1,67	46,5	3,13	65,2
4516	11	143,3	74	69	48,25	6,93	34,42	1,42	48	5,51	79,43
5642А	7,75	151,21	76,18	75,03	49,68	4,9	40	1,3	46,13	3,6	73,46
5905	3,65	134,25	78,26	55,99	41,75	14,87	28,1	1,9	44	12,97	87,22

щелоченных образцов при естественной влажности. Это следует объяснить тем, что в процессе выщелачивания в образцах нарушались естественные структурные связи и происходило увеличение их влажности и пористости. Прочность же по конусу хвалынских глин (данные И. М. Горьковой, 1956 г.) находится прежде всего в зависимости от влажности и пористости. Это доказывается и нашими данными как до, так и после выщелачивания (табл. 3). Если до выщелачивания прочность по конусу изученных нами образцов в зависимости от их влажности колебалась от 14 *кг/см*^{2} (при влажности порядка 28%) до 5 *кг/см*^{2} (при влажности 40%), то после выщелачивания величина прочности всех образцов оказалась практически одинаковой (1,3—1,9 *кг/см*^{2}), что отвечало практически одинаковой конечной влажности образцов после выщелачивания (44—48%). В соответствии с этим уменьшение первоначальной прочности было максимальным (87—90%) у образцов с наименьшей начальной влажностью и наибольшей прочностью, а минимальным (65—73%) — у образцов с наибольшей начальной влажностью и наименьшей прочностью.

Механическая прочность на раздавливание воздушносухих образцов под влиянием диффузионного выщелачивания также снижалась, но характер изменения здесь был несколько другой, чем в изменении прочности по конусу. Как видно из табл. 3, прочность на раздавливание воздушносухих образцов снижалась под влиянием выщелачивания на 56—96 *кг/см*^{2} или на 42—60% от первоначальной. Если до выщелачивания более прочными были образцы с наибольшей влажностью и пористостью, то после выщелачивания (при практически одинаковых влажности и пористости) большую прочность показали образцы из шурфов 5642А и 5905, т. е. те, для которых в процессе выщелачивания было установлено относительно большее оставшееся содержание поглощенного натрия, увеличение границы текучести и числа пластичности.

Таким образом, после выщелачивания решающими факторами прочности на раздавливание воздушносухих образцов оказались другие, а не те, что имели место до выщелачивания.

Снижение же прочности на раздавливание хвалынских глин в результате выщелачивания мы можем объяснить главным образом увеличением поглощенного кальция и также некоторым набуханием исследуемых образцов во время опыта.

Выводы

1. Хвалынские глины практически водонепроницаемы и могут выщелачиваться только диффузионным путем. Установлено, что диффузионное перемещение солей происходит в них с достаточно большими скоростями.

2. Проведенные опыты показали, что путем диффузионного выщелачивания образцы глин в сравнительно короткий срок

(87—126 суток) почти полностью освобождаются от хлоридов и от значительной части сульфатов. По экспериментальным данным с применением частных решений уравнения закона Фика для установившегося и неустановившегося диффузионного потока были вычислены коэффициенты диффузии и диффузионного выщелачивания Cl' и SO_4''; значения их оказались близкими к имеющимся в литературе соответствующим коэффициентам для почв и других глинистых пород. Значение коэффициента диффузионного выщелачивания для гипса, вычисленного из опытов с неустановившимся диффузионным потоком, колеблются от 0,3 до 0,69 *м²/сутки.*

Значения коэффициента диффузионного выщелачивания для NaCl, вычисленные из опытов с установившимся диффузионным потоком, колеблются от 0,56 до 0,71 *м²/сутки.*

Значения коэффициента диффузии Cl' для хвалынских глин, вычисленные из опытов с неустановившимся диффузионным потоком, колеблются в пределах от 0,08 до 0,368 *см²/сутки* и зависят от влажности, уменьшаясь с ее уменьшением.

3. Установлено, что в процессе диффузионного выщелачивания происходит изменение дисперсности, а также физико-химических, физических и механических свойств глин. Можно указать на следующие взаимосвязанные процессы, наблюдающиеся при диффузионном выщелачивании глин:

а) рассоление в первую очередь за счет выноса легко растворимого хлористого натрия; б) рассолонцевание с замещением в поглощающем комплексе натрия на кальций, согласно уравнению адсорбционного равновесия; в) увеличение емкости поглощения на 4,6—41,0%; г) увеличение дисперсности; д) изменение пластичных свойств; е) увеличение пористости грунта на 3,3—21,3%, указывающее на некоторое набухание их в процессе выщелачивания, тем большее, чем меньше начальная пористость; ж) уменьшение прочности влажных образцов по конусу акад. П. А. Ребиндера на 65,2—90,7%, тем больше, чем больше увеличение начальной пористости; з) уменьшение прочности на раздавливание грунта в воздушносухих образцах на 41—60,2%.

Увеличение дисперсности связано в основном с резким уменьшением концентрации воднорастворимых солей порового раствора. Изменение пластичных свойств связано с изменением состава поглощенных катионов, а прочности по конусу акад. П. А. Ребиндера в основном — с изменением пористости и влажности.

Уменьшение прочности на раздавливание воздушносухих образцов выщелоченных глин связано главным образом с увеличением в поглощающем комплексе поглощенного кальция, а также с некоторым набуханием исследуемых образцов во время опыта.

4. Диффузионный процесс можно рассматривать в качестве основного процесса, определяющего расслоение засоленных, практически водонепроницаемых глинистых пород. Этим определяется

его большое значение с геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической точек зрения и необходимость дальнейшего его изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов П. Л., О диффузионной проницаемости некоторых глинистых горных пород, НИГРИ, вып. II, Гостоптехиздат, 1954.
2. Бэррер Р. М., Диффузия в твердых телах, пер. с англ., М. 1948.
3. Дерягин Б. В. и др., Кинематические явления в граничных пленках жидкостей, Капиллярный осмос, «Коллоидный журнал» № 9, 1947.
4. Дюкло Ж., Диффузия в жидкостях, пер. с франц., Л.—М. 1939.
5. Комарова Н. А., О диффузии солей в почвах, «Проблемы советского почвоведения» № 4, 1937.
6. Коржинский Д. С., Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности, Доклады Академии наук СССР, 84, № 4, 1952.
7. Коржинский Д. С., Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава, Доклады Академии наук СССР, 86, № 3, 1952.
8. Лебедев А. Ф., О движении солей в почвах, имеющих влажность различных категорий, изд. АН СССР, Л. 1930.
9. Приклонский В. А., Грунтоведение, ч. I, 3-е изд., Госгеолиздат, 1955.
10. Приклонский В. А., Горькова И. М. и др., Инженерно-геологическая характеристика хвалынских глинистых пород Сталинградского Заволжья в связи с условиями их формирования. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем имени Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. XIII, 1956.
11. Рельтов Б. Ф. и Новицкая Н. А., Осмотические явления в связных грунтах при неравномерном их засолении, «Известия научно-исследовательского института гидротехники», т. 51, 1954; т. 53, 1955; Ленинград.
12. Чернов В. А., Количественные закономерности диффузии анионов в почвах, Труды Почвенного института Академии наук СССР, т. XX, 1939.
13. Ackermann E., Thixotropiê und Fliesseigenschaften feinkörniger Böden Geolog. Rundschau, Bd. XXXVI, 1948, Stuttgart.
14. Bjerrum L., Geotechnical Properties of Norwegian Marine Clays. Geotechnique 4, Nr 2, 1954.
15. Holmsen G., Landslips in Norwegian Quickclays. Géotechnique 3, Nr 5, 1953.
16. Rosenquist M., Consideration on Schsivity of Norwegian Quickclays, Géotechnique 3, Nr 5, 1953.
17. Sèlmer—Olsen R., About the Plastic of the Norwegian Quarternary Clays. Proceed. of Third Internat. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engin. VI. Zürich, 1953.

А. Е. ОРАДОВСКАЯ,
научн. сотр. ВНИИ Водгео

ФИЛЬТРАЦИОННОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ДИСПЕРСНО РАСПРЕДЕЛЕННОГО ГИПСА ИЗ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Дисперсное распределение воднорастворимых солей (в виде друз, гнезд, желваков, отдельных кристаллов разных размеров) является одной из частых форм залегания этих солей в песчано-глинистых породах и почвах. При изучении фильтрационного выщелачивания вкрапленных таким образом солей, проводимого в различных целях почвоведами, грунтоведами, геологами и гидротехниками, уделяется еще мало внимания количественной оценке этого процесса, в частности вопросу о скорости выщелачивания солей из пород и почв. Между тем количественные закономерности, установленные в химической кинетике и физико-химической гидродинамике, могут быть использованы при рассмотрении фильтрационного выщелачивания солей из пород как частный случай растворения твердых тел в жидкости.

В химической кинетике общепринятое дифференциальное уравнение скорости растворения различных веществ имеет следующий вид:

$$\frac{dx}{dt} = kS(C_н - C), \tag{1}$$

где x — количество вещества, перешедшее в раствор за время от 0 до t, в *мг*;
S — поверхность растворяющегося тела в *см*^{2};
$C_н$ — концентрация насыщенного раствора в *мг/л*;
C — концентрация раствора к моменту времени t в *мг/л*;
k — коэффициент скорости растворения.

Если объем растворителя постоянен и равен V, то

$$x = CV \quad \text{и} \quad \frac{dx}{dt} = V\frac{dC}{dt}. \tag{2}$$

После сопоставления выражений (2) и (1) и интегрирования в пределах от 0 до t и от 0 до C получается выражение (3).

$$k = \frac{V}{St} \ln \frac{C_н}{C_н - C}, \tag{3}$$

которое часто используется при экспериментальном определении k. Исследования Нернста и других выяснили, что во многих случаях растворение природных солей имеет диффузионный характер, так как собственно химическая реакция растворения, происходящая на поверхности твердого тела, осуществляется быстрее, чем перенос вещества (к поверхности растворения и от нее), осуществляемый молекулярной или конвективной диффузией.

Из уравнения (1) видно, что в процессе растворения твердого тела существенное значение имеют: размер растворяющейся поверхности S, состав растворителя, определяющий величину концентрации насыщения $C_н$, длительность контакта растворителя с твердым телом t и главное свойства растворяющегося тела, характеризуемые коэффициентом k. Однако многочисленные физико-химические исследования показали, что значение коэффициента k сильно изменяется в зависимости от скорости перемешивания или движения растворителя, формы растворяемого тела, а также от температуры и вязкости растворителя. Следовательно, одно лишь уравнение диффузии, аналогичное уравнению растворения (1), не может полностью охарактеризовать явления, происходящие при растворении, для этого нужно еще учитывать гидродинамические условия. Полное описание процесса растворения твердого тела в движущемся растворителе может быть проведено с помощью системы дифференциальных уравнений, в которую входят уравнение диффузии при конвективном переносе вещества, уравнение движения вязкой жидкости и уравнение, описывающее явления на границе раздела твердого тела и растворителя. В настоящее время имеются теоретические решения только для отдельных простейших случаев растворения, ограниченных некоторыми допущениями и определенными начальными условиями. Поэтому при изучении процесса растворения дисперсно вкрапленных солей при фильтрации жидкости в пористой среде, состоящей как из растворимого, так и нерастворимого материала, наиболее реальным является путь экспериментального исследования, сопровождаемого математической обработкой и обобщением получаемых результатов с помощью теории подобия.

В этих целях при постановке эксперимента необходимо количественно оценить роль факторов, входящих в уравнения диффузии и движения жидкости, — поверхности растворения, состава растворителя, скорости движения растворителя и др.

Выполненные нами опыты по выщелачиванию воднорастворимых солей из монолитов глинистых засоленных горных пород показали, что характер и скорость выщелачивания зависят от химико-минералогического состава породы и состава воднорастворимых солей в ней, количества и распределения солей в породе, фильтрационной способности породы, условий фильтрации (градиента напора, длины пути фильтрации, состава и температуры фильтрующейся воды) и ряда других факторов. Эта зависимость, как оказалось, имеет сложный характер, а раскрытие ее при

экспериментировании с глинистыми (обычно неоднородными) засоленными породами представляет большие трудности, так как для выяснения влияния на выщелачивание некоторых из перечисленных выше факторов необходимо изучать их действие в «чистом виде», исключая другие факторы. Лишь при опытах с однородными засоленными грунтами, имеющими заранее выбранный химико-минералогический и гранулометрический состав и свойства, представляется возможность учитывать различные факторы (содержание солей, скорость фильтрации и пр.), изменять их величину и роль, исключать другие факторы и, таким образом, управлять выщелачиванием для раскрытия закономерностей этого процесса. Поэтому наряду с опытом по выщелачиванию глинистых засоленных пород были проведены опыты по изучению растворения и выщелачивания дисперсно-вкрапленного гипса при фильтрации воды через искусственно засоленные пески.

Применявшийся в опытах искусственно засоленный песок состоял из нерастворимой и растворимой частей. Растворимая часть была представлена зернами гипса, равномерно распределенными в нерастворимой части; последняя для исключения влияния неоднородности в минералогическом, механическом и химическом составе состояла из мелких песчаных частиц одинакового размера. Средний размер зерен гипса составлял 0,4 и 2,1 *мм*. Гипс вносили в песок в количестве 1, 5 и 25% к весу абсолютно сухой смеси; полученный таким образом засоленный песок был помещен в вертикально расположенные стеклянные трубки одинакового сечения, но разной длины, и через них сверху вниз пропускали поток дистиллированной воды при температуре 20°. Длину пути фильтрации, определяемую размером трубок с песком, изменяли в опытах от 2 до 50 *см*. Скорость фильтрации во время опыта поддерживали постоянной в пределах от 0,0002 до 0,27 *см/сек*, что соответствовало градиентам напора от $I = 0{,}01$ до $I = 10$. Фильтрацию производили вплоть до практически полного выщелачивания гипса из навески. Анализ отдельных порций прошедшего через трубку с засоленным песком фильтрата на содержание в нем гипса проводили химическим и электроемкостным методами.

В качестве фильтра на обоих концах трубки с засоленным песком была укреплена сетка из стеклоткани. Вычисление градиента напора, при котором шла фильтрация, производили с учетом гидравлического сопротивления сеток, которое было определено на тарировочной доске гидравлического интегратора В. С. Лукьянова.

Загрузку засоленного песка в трубку сопровождали уплотнением с помощью вибратора, после чего для удаления воздуха в песок снизу вверх подавали насыщенный раствор химически чистого сернокислого кальция.

Для определения действительной скорости движения воды ($v_д$) подсчитывали пористость песка до начала и в конце опыта.

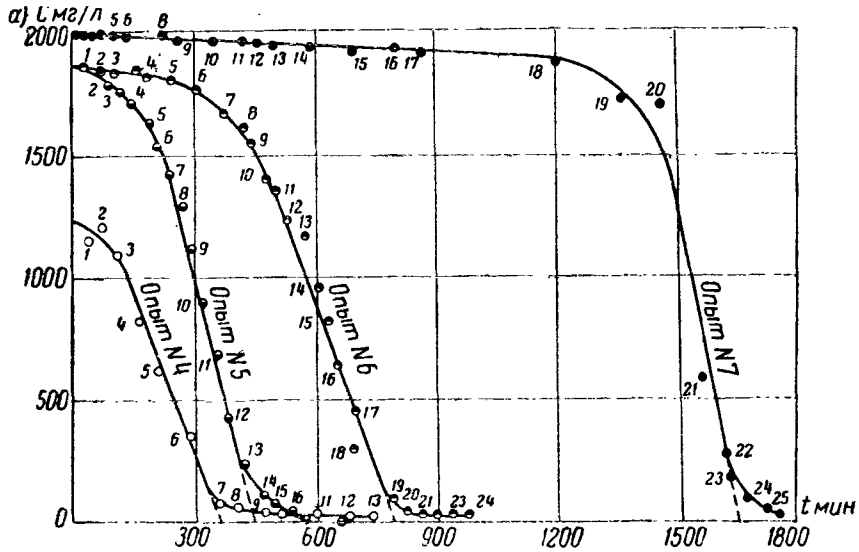


Рис. 1а. Выходная кривая $C = f(t)$ для 2-й группы опытов

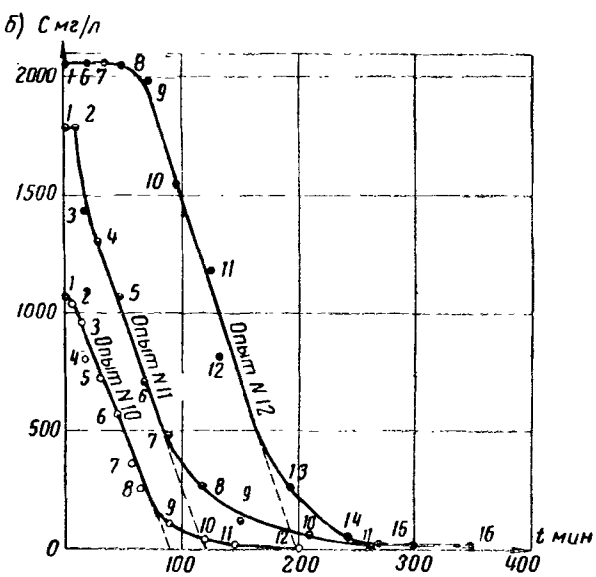


Рис. 1б. Выходная кривая $C = f(t)$ для 4-й группы опытов

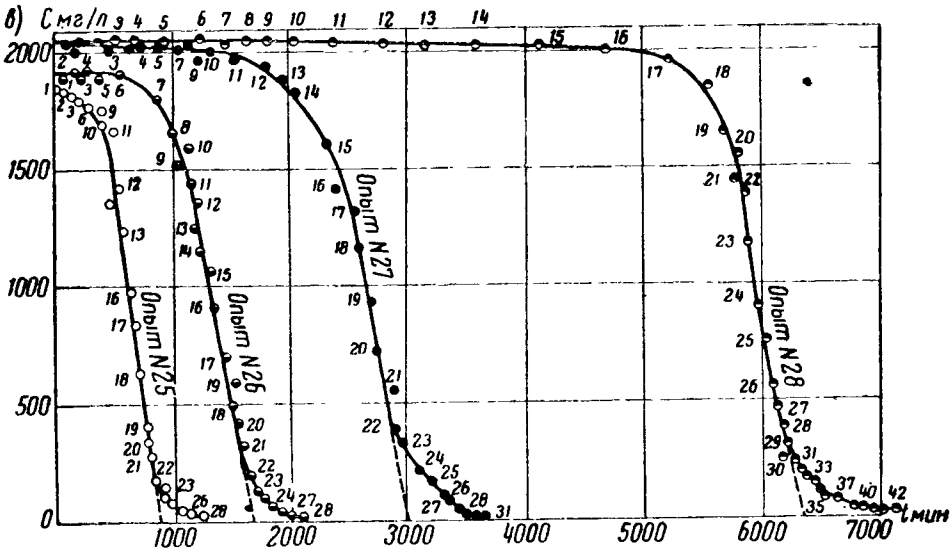


Рис. 1в. Выходная кривая $C = f(t)$ для 9-й группы опытов

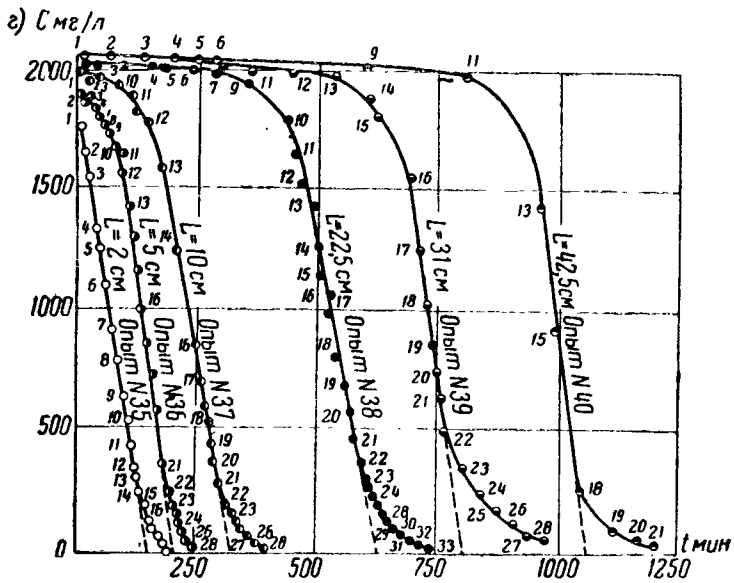


Рис. 1г. Выходная кривая $C = f(t)$ для 12-й группы опытов

с учетом того обстоятельства, что удельный вес засоленного песка зависит от количества гипса в нем, а объемный вес — от размера осадки, наблюдавшейся в трубке к концу опыта в результате растворения и выноса гипса. Изменение пористости песка в опытах достигало 3—4%. В предположении, что осадка происходит равномерно в течение всего опыта, для подсчета действительной скорости движения воды принимали среднеарифметическое значение пористости из ряда значений ее до и после опыта.

Первичная обработка полученных экспериментальных данных по выщелачиванию гипса при фильтрации заключалась в построении так называемых выходных кривых, показывающих изменение концентрации фильтрата на выходе из засоленного песка во времени.

Всего было проведено 60 опытов, распределенных на 20 групп. Опыты, входящие в каждую группу, проведены при одинаковых значениях весовой засоленности m, скорости фильтрации $v_ф$, размера зерен гипса d и отличаются лишь длиной столбика смеси L.

На рис. 1а, 1б, 1в, 1г изображены графики $C=f(t)$, построенные для четырех групп опытов, проводившихся при следующих условиях (табл. 1).

Таблица 1

№ группы	Весовая засоленность m в %	Скорость фильтрации $v_ф$ в *см/сек*	Градиент напора J	Длина трубок L в *см*
2	1	0,002	0,1	2; 5; 10; 25
4	1	0,0197	1	5; 10, 25
9	5	0,002	0,1	2; 5; 10; 23
12	5	0,0233	1	2; 5; 10; 22,5; 31; 42,5

Эти графики отличаются длительностью опыта t, наклоном кривых, величиной концентрации; можно отметить, что в каждой группе опытов наклон кривых к оси абсцисс почти одинаков.

Рассмотрение графиков на рис. 1а, 1б, 1в, 1г, а также графиков по остальным опытам позволяет построить обобщенную кривую $C=f(t)$ (рис. 2) и выделить на ней 5 периодов.

В первом из них концентрация фильтрата максимальна; этот период отражает вытеснение насыщенного раствора, заполняющего поры песка до опыта; количество этого раствора определяется величиной полной влажности засоленного песка, а длительность его вытеснения — скоростью фильтрации. Для столбиков песка малой длины и при больших скоростях фильтрации описываемый период очень мал и поэтому не всегда может быть выделен на графике, но фактическое его наличие в каждом опыте несомненно. Специальные опыты показали, что при наблюдавшихся в опытах скоростях фильтрации вытеснение насыщенного раствора

идет практически без разбавления его, так что этот насыщенный раствор переходит сразу же в первые порции фильтрата.

Второй период также характеризуется концентрацией насыщения, сохраняющейся в течение более или менее длительного времени. В опытах с разным значением L, $v_ф$, m и d длительность этого периода различна; в некоторых опытах второй период отсутствует. Не во всех опытах наблюдается также и третий период, в котором происходит постепенное снижение концентрации. Следующие периоды — четвертый и пятый — отмечаются во всех опытах. В четвертый период происходит быстрое падение концентрации и наблюдается почти прямолинейная зависимость $C = f(t)$. К концу четвертого периода содержание $CaSO_4$ в фильтрате на выходе снижается до 40—20 *мг/л*.

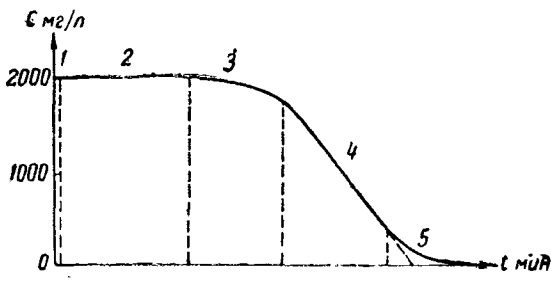


Рис. 2. Обобщенная выходная кривая $C = f(t)$

Пятый период характеризуется постепенным медленным снижением концентрации до 10—5 *мг/л* и менее, причем кривая $C=f(t)$ здесь асимптотически приближается к оси абсцисс.

Длительность процесса выщелачивания определялась координатой T, получаемой в точке пересечения прямолинейного четвертого участка кривой $C = f(t)$ с осью абсцисс.

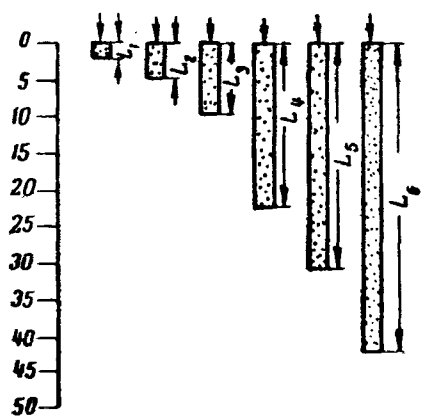


Рис. 3. Схема опытов для определения концентрации раствора по пути фильтрации в засоленном грунте

При изучении растворения частиц гипса, заключенных в нерастворимой пористой среде, необходимо было установить характер перехода соли в раствор путем наблюдения за изменением концентрации гипса в растворе вдоль пути фильтрации. С этой целью мы избрали схему опыта, изображенную на рис. 3. Одна длинная трубка с засоленным песком была заменена несколькими трубками увеличивающейся длины, из которых одновременно отбирали фильтрат на анализ. При этом концентрация фильтрата C на выходе из трубки длиной L характеризовала величину C в сечении, отстоящем на расстоянии L от начала моделируемой длинной трубки. Таким образом, несколько опытов, объединенных в одну группу, соответствовали одному опыту, освещающему

процесс выщелачивания гипса в трубке любой большой длины, но при определенных значениях скорости фильтрации, пористости и засоленности.

Для построения кривой распределения концентрации гипса в фильтрующейся жидкости вдоль трубки с кривых $C = f(t)$ возьмем значения концентрации C на какой-либо определенный момент времени, например для группы 12 на момент времени

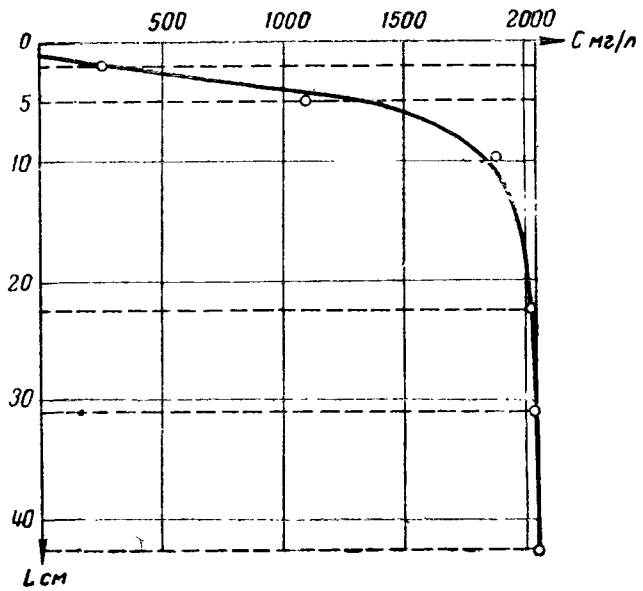


Рис. 4. Распределение концентрации раствора по пути фильтрации $C = f(L)$ через 120 мин. после начала выщелачивания (12-я группа опытов)

120 мин. после начала выщелачивания; построенная по этим данным кривая $C = f(t)$ изображена на рис. 4. Видно, что в это время входящая в песок дистиллированная вода начинает засоляться на расстоянии примерно 1,5 *см* от входа, затем концентрация быстро возрастает и к 26—28 *см* от входного сечения раствор практически уже достигает насыщения. Ниже этого сечения по засоленному песку проходит вода, насыщенная гипсом и поэтому лишенная растворяющей способности. Таким образом, в данном опыте длина пути, на котором происходит насыщение фильтрата гипсом, равна 25—28 *см*. Длина пути насыщения ($l_н$) соответствует «активной» зоне, в которой фильтрационный поток оказывает растворяющее действие на гипс; на последующих в направлении потока участках засоленного песка выщелачивание практически уже не имеет места.

На рис. 5 изображены кривые $C = f(t)$ для 12-й группы опытов на несколько моментов времени: 60, 120, 240, 320 мин. и т. д. от начала выщелачивания. Совокупность этих кривых дает эпю-

ры распределения концентрации гипса в фильтрате вдоль пути фильтрации на разные моменты времени.

На рис. 6 изображены построенные по аналогии с предыдущим эпюры для 9-й группы опытов с учетом моментов времени через 480, 600, 960, 1 200 и 1 440 мин. Рассмотрение рис. 4, 5, 6, а также всех опытных данных показывает, что при движении воды

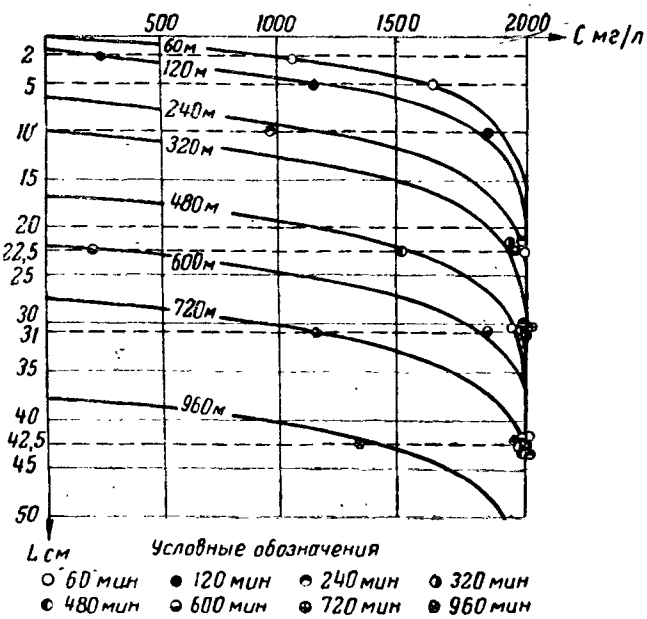


Рис. 5. Эпюра распределения концентрации раствора по пути фильтрации на разные моменты времени после начала выщелачивания (12-я группа опытов)

в засоленном грунте в направлении фильтрационного потока можно выделить три участка:

А — участок уже выщелоченного, обессоленного грунта; здесь первоначально засоленный грунт уже лишен гипса и концентрация фильтрующейся воды $C=0$;

Б — участок, представляющий путь насыщения фильтрата гипсом $l_н$, где концентрация фильтрующейся воды возрастает от $C=0$ до $C_н$ концентрации насыщения, а засоленность грунта возрастает от $m=0$ до начального содержания гипса в m;

В — участок невыщелоченного грунта, где проходит насыщенный гипсом фильтрат и сохраняется начальная засоленность m.

Граница между зонами *Б* и *В* имеет нечеткий характер, так как кривая $C=f(L)$ асимптотически приближается к предельной концентрации $C_н$.

Для момента времени $t=120$ мин. в 12-й группе опытов эти участки имеют следующую длину (рис. 7): участок *А* — 1,5 *см;* участок *Б* — ≈ 27 *см;* участок *В* — расстояние от нижней границы участка *Б* до конечного сечения.

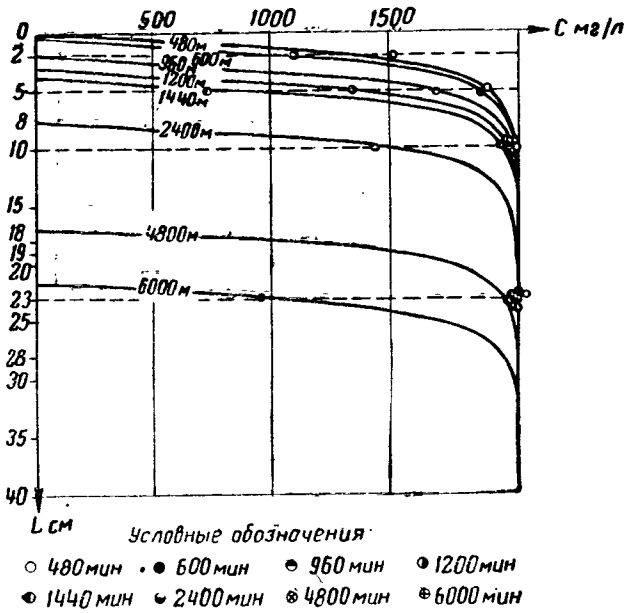


Рис. 6. Эпюра распределения концентрации раствора по пути фильтрации на разные моменты времени после начала выщелачивания (9-группа опытов)

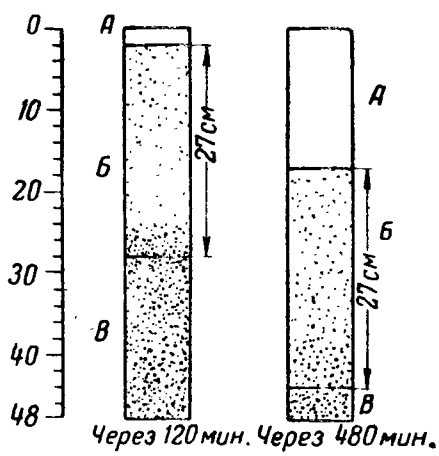


Рис. 7. Расположение и размер зон *А*, *Б* и *В* через 120 и 480 мин. после начала выщелачивания (12-я группа опытов)

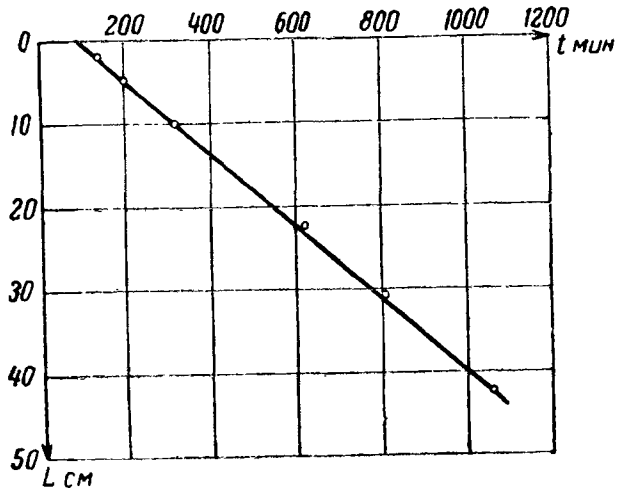


Рис. 8. График $L = f(t)$ для 12-й группы опытов

L — длина выщелоченной зоны в *см*;
T — время выщелачивания в мин.

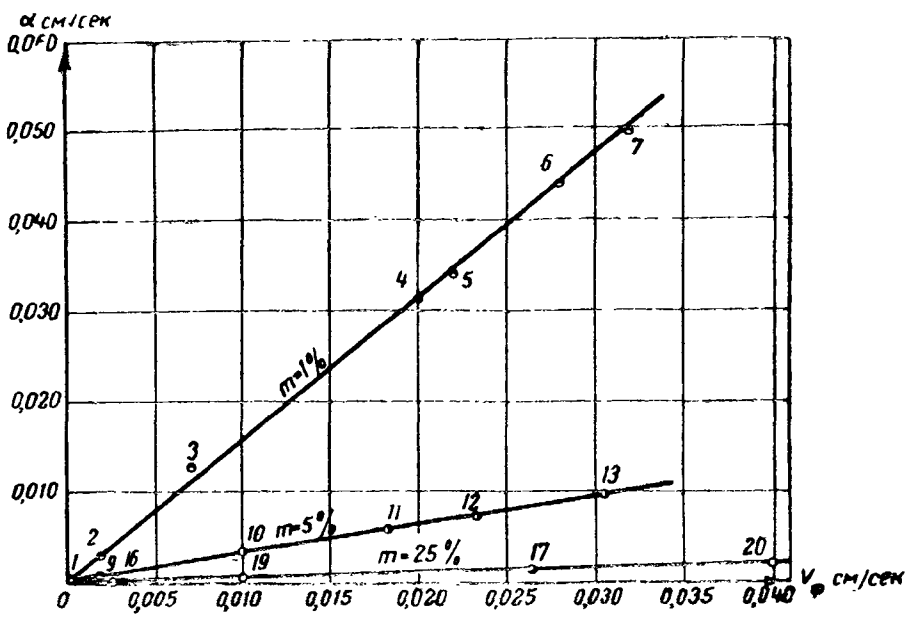


Рис. 9. График зависимости $\alpha = f(m, v_ф)$

Для последующих моментов времени кривая $C=f(L)$ сохраняет свой характер, но как бы перемещается в направлении фильтрационного потока. Это перемещение кривой вызывается действительным передвижением выделенных участков *А*, *Б* и *В*. При этом движении величина длины пути насыщения фильтрата гипсом (участок *Б*) не изменяется и сохраняет величину ≈ 27 *см*. В результате этого с течением времени выщелоченная зона *А* возрастает, а невыщелоченная зона *В* убывает. Например, к моменту времени t=480 мин. длина зоны *А* равна 17 *см*, длина зоны *Б* = 27 *см*, длина зоны *В* — от нижней границы зоны *Б* до конца трубки (см. рис. 5 и 7).

Присутствие выделенных трех зон и их перемещение вдоль трубки с засоленным песком в направлении фильтрационного потока объясняет характер выходных кривых $C=f(t)$ (рис. 2): до тех пор, пока образуется выщелоченная зона *А* и затем вместе с зоной *Б* движется вдоль столбика засоленного песка, в фильтрате сохраняется концентрация насыщения $C_н$. Как только зона выщелачивания *Б* достигнет выходного сечения, начинается уменьшение концентрации фильтрата, так как путь, проходимый фильтратом в невыщелоченном песке, становится меньше пути $l_н$, прохождение которого необходимо для насыщения фильтрата гипсом. Для проверки этого предположения нужно знать скорость перемещения выделенных зон *А*, *Б* и *В*.

Изложенные выше материалы позволяют сделать заключение, что все три зоны перемещаются с одинаковой скоростью, в противном случае длина зоны *Б* при опытах не сохранила бы постоянную величину.

Для определения скорости перемещения зон воспользуемся сведениями о времени окончания выщелачивания t_L в отдельных опытах, например в опытах, относящихся к 12-й группе (табл. 2).

Таблица 2

Длина трубки L в *см*	2	5	10	22,5	31	42,5
Время окончания выщелачивания t_L в мин.	136	196	320	620	805	1 060

Каждая из цифр нижней строки указывает тот момент, когда нижняя граница выщелоченной зоны *А* подходит к сечению, расположенному на расстоянии L *см* от входного сечения.

По данным этой таблицы построен график (рис. 8), на котором по вертикальной оси отложены длины трубок L, а по горизонтальной — время окончания выщелачивания в этих трубках t.

Зависимость $L=f(t)$ получена в виде прямой линии и показывает положение нижней границы зоны *А* в любой момент вре-

мени. Уравнение этой прямой для серии опытов, входящих в 12-ю группу, выражается в виде

$$L = 0{,}0433\,(t - 88{,}5 \text{ мин.}). \qquad (4)$$

Угловой коэффициент этой прямой $\alpha = 0{,}0433$ *см/мин* = $= 0{,}00072$ *см/сек*, представляющий величину скорости перемещения выщелоченной зоны A, может быть использован в качестве характеристики скорости выщелачивания.

Из рис. 8 видно, что продвижение выщелоченной зоны A начинается не одновременно с фильтрацией, а спустя некоторое вре-

Таблица 3

Основные результаты опытов по фильтрационному выщелачиванию гипса из песка

№ групп опытов п/п	ζ_0 удельное объемное содержание гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) в песке в долях единицы	d диаметр зерен гипса в *мм*	$v_ф$ скорость фильтрации в *см/сек*	T_0 время формирования зоны A в начальном сечении в сек.	γ коэффициент растворения в $см^{-1}$	$l_н$ длина пути насыщения фильтрата гипсом в *см*	Скорость выщелачивания α в *см/сек*	
							экспериментальная	теоретическая
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,57	0,39	0,0002	39720	0,000154	11	0,0000357	0,0000327
2	0,62	0,39	0,002	9720	0,000685	50	0,00028	0,000301
3	0,57	0,39	0,0071	5520	0,001108	75	0,00126	0,00116
4	0,6	0,39	0,0197	3960	0,001626	125	0,00316	0,00306
5	0,6	0,39	0,0224	3660	0,001759	130	0,0034	0,00348
6	0,56	0,39	0,0277	2628	0,002287	140	0,00443	0,00461
7	0,58	0,39	0,0296	2220	0,003024	148	0,00491	0,00481
8	0,75	0,39	0,2191	1718	0,004688	400	0,0278	0,0272
9	3	0,39	0,002	28680	0,00423	10	0,000066	0,000062
10	2,95	0,39	0,01	6300	0,005025	17	0,00033	0,00032
11	2,92	0,39	0,0182	6000	0,005224	25	0,000603	0,000581
12	2,99	0,39	0,0233	5310	0,006043	27	0 00072	0,0007̇3
13	3	0,39	0,0306	3150	0,01022	32	0,00095	0,00095
14	3,05	0,39	0,2232	1980	0,01653	80	0,00555	0,00681
15	2,95	0,39	0,2677	1740	0,01822	95	0,00763	0,00846
16	14,9	0,39	0,0026	80280	0,00199	2	0,0000175	0,0000163
17	14,6	0,39	0,0265	6348	0,02468	6	0,00017	0,00017
18	15	0,39	0,26	900	0,1789	15	0,00154	0,00161
19	15,3	2,1	0,01	64800	0,00253	18	0,000061	0,000061
20	19,3	2,1	0,0399	17400	0,0119	36	0,0002	0,00019

мя, измеряемое величиной отрезка, отсекаемого прямой $L = f(t)$ на оси абсцисс, — в данном случае через $T_0 = 88{,}5$ мин. До этого времени происходит формирование зоны A на входном участке.

Пользуясь величиной α и формулой (4), мы можем определить время, необходимое для выщелачивания столбика загипсованного песка любой длины при тех же остальных условиях, которые имели место в 12-й группе опытов. Расчеты с помощью формулы (4) подтверждают, что снижение концентрации в третий период (см. рис. 1 и 2) происходит вследствие достижения «активной» зоной $Б$ конца столбика засоленного песка.

Построения и расчеты, аналогичные рассмотренным для 12-й группы, были проведены для всех 20 групп опытов, после чего определены скорость выщелачивания α и время формирования выщелоченной зоны T_0. Результаты этих расчетов приведены в табл. 3. Значение α в наших опытах изменялось от 1,5 *см/сутки* до 24 *м/сутки*; величины T_0 — от 15 до 1 338 мин. (22,3 час.); ζ — удельное объемное содержание гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) в засоленной породе; d — диаметр зерен гипса в *мм*.

Для установления зависимости скорости выщелачивания от скорости фильтрации и засоленности были проведены определения α в опытах с разными значениями $v_ф$ и m; результаты этих опытов изображены на рис. 9. Видно, что скорость выщелачивания возрастает с увеличением скорости фильтрации; абсолютная величина скорости выщелачивания значительно меньше скорости фильтрации, вследствие чего фронт выщелачивания продвигается в засоленной толще с отставанием от величин скоростей фильтрации $v_ф$ и действительной скорости движения воды $v_д$.

На величину α существенное влияние оказывает также начальная засоленность ζ_0; связь между этими величинами получена в виде

$$\alpha = \frac{(C_н - C_0)\, v_ф}{0{,}791 \cdot \delta_г \cdot \zeta_0}, \qquad (5)$$

где $\delta_г$ — объемный вес гипса;

$C_н$ — концентрация насыщения воды гипсом;

C_0 — концентрация гипса в воде у входного сечения.

Сопоставление значений α, полученных экспериментально (графически) и расчетом по формуле (5), дало мало отличающиеся друг от друга результаты (см. табл. 3). Зная скорость выщелачивания α, мы можем определить размер выщелоченной зоны A (L *см*) на любой момент времени

$$L = \alpha (t - T_0). \qquad (6)$$

Для определения длины «активной» зоны $Б$ ($l_н$) необходимо обратиться к кривой распределения концентрации вдоль пути фильтрации (см. рис. 4, 5, 6). Обработка экспериментальных данных показала, что эта кривая может быть описана выражением,

полученным из уравнения растворения (1) при $V = \text{const}$ и $S = \text{const}$.

В случае постоянной скорости движения растворителя вдоль растворяющейся поверхности отношение $\frac{V}{t}$ можно заменить величиной расхода воды q, как это сделано в работе [1] при изучении растворения внутренней поверхности трубки

$$k = \frac{q}{S} \ln \frac{C_н}{C_н - C}. \tag{7}$$

Для случая фильтрации воды в пористой среде можно написать

$$q = v_ф \omega \tag{8}$$

и

$$S = ax, \tag{9}$$

где $v_ф$ — скорость фильтрации в *см/сек*;

ω — площадь фильтрующего сечения в $см^2$;

x — длина пути фильтрации, отсчитываемого от начала зоны *Б* в *см*;

a — коэффициент пропорциональности, зависящий от размера и формы частиц гипса, содержания их в единице объема грунта и степени доступности поверхности соли фильтрационному потоку.

Тогда из (7) получим

$$k = \frac{v_ф \omega}{ax} \ln \frac{C_н}{C_н - C} \tag{10}$$

и

$$C = C_н \left(1 - e^{-\frac{ka}{\omega} \cdot \frac{x}{v_ф}}\right) \tag{11}$$

или

$$C = C_н \left(1 - e^{-\gamma \frac{x}{v_ф}}\right), \tag{12}$$

где $$\gamma = \frac{ka}{\omega}.$$

Выражение (12) характеризует распределение концентрации соли в растворителе, движущемся в пористой засоленной среде.

Экспериментальные данные, полученные в описанных выше опытах с дисперсно вкрапленным гипсом, как и специально проведенная нами обработка результатов опытов Ф. Ф. Лаптева по растворению зерен гипса [6], показали, что зависимость (12) вполне удовлетворительно описывает процесс нарастания концентрации соли в воде при ее фильтрации в пористой засоленной среде.

Длина активной зоны *Б* ($l_н$) может быть определена из формулы (12), как длина пути, на котором значение концентрации гипса в фильтрате повышается от C_0 до концентрации практиче-

ского насыщения, например $C=0{,}8—0{,}9\ C_н$. Расчеты показали, что в наших опытах величина зоны $Б$ составила от 2—5 *см* до 200—400 *см* (см. табл. 3).

Следует отметить, что длину активной зоны можно определить также по формулам проф. Н. Н. Веригина [1].

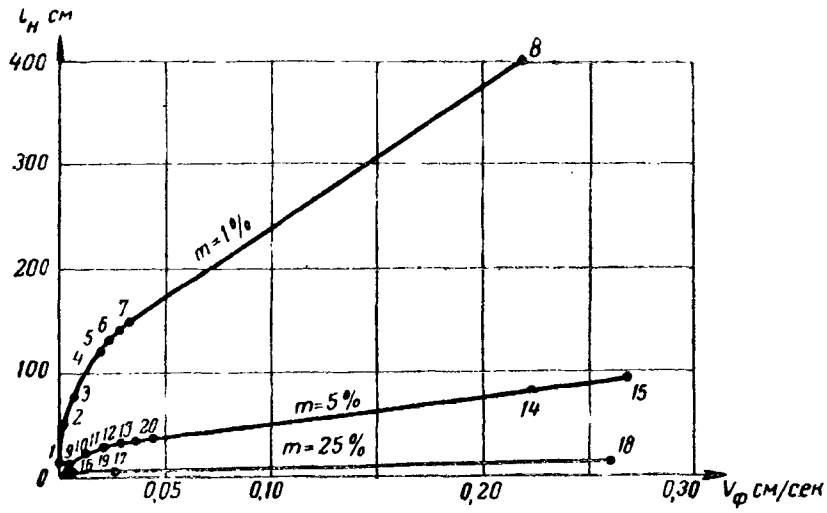


Рис. 10. Зависимость длины пути насыщения раствора гипсом от скорости фильтрации и начальной засоленности грунта

На рис. 10 изображена зависимость длины пути насыщения $l_н$ от скорости фильтрации, степени засоленности и размера частиц гипса.

Первая сверху кривая (группы 1—8) показывает, что при одинаковых значениях засоленности ($m = 1\%$) и размера частиц гипса ($d = 0{,}039$ *см*) длина пути насыщения $l_н$ возрастает вместе с увеличением скорости фильтрации $v_ф$. Эта закономерность наблюдается также для второй кривой 9—15-й групп опытов ($m=5\%$, $d=0{,}039$ *см*) и третьей кривой 16—18-й групп опытов ($m=5\%$, $d=0{,}039$ *см*), с тем лишь различием, что с увеличением засоленности уменьшается интенсивность возрастания длины пути насыщения.

Точки, обозначающие 19-ю и 20-ю группы опытов ($m = 25\%$, $d=0{,}21$ *см*), попали вместо третьей на вторую кривую, где помещаются точки, соответствующие опытам при засоленности $m=5\%$; таким образом, несмотря на большее весовое содержание гипса, длина пути насыщения в 19-й и 20-й группах опытов, такая же, как в опытах при меньшем весовом содержании гипса. Очевидно, что длина пути насыщения при постоянной скорости фильтрации зависит не только от величины весовой засоленности m, но и от размера частиц гипса, определяющего суммарную поверхность

[1] Публикуются в настоящем сборнике.

гипса в единице объема засоленного песка[1]. Действительно, расчеты показали, что начальная суммарная поверхность частиц гипса, содержащихся в единице объема засоленного песка, в 9—15-й и 19—20-й группах опытов была одинаковой.

Таким образом, при постоянной скорости фильтрации для насыщения фильтрата гипсом фильтрующаяся вода должна вступить в контакт с совершенно определенной поверхностью частиц гипса, заключенных в объеме песка, входящего в активную зону длиной $l_н$.

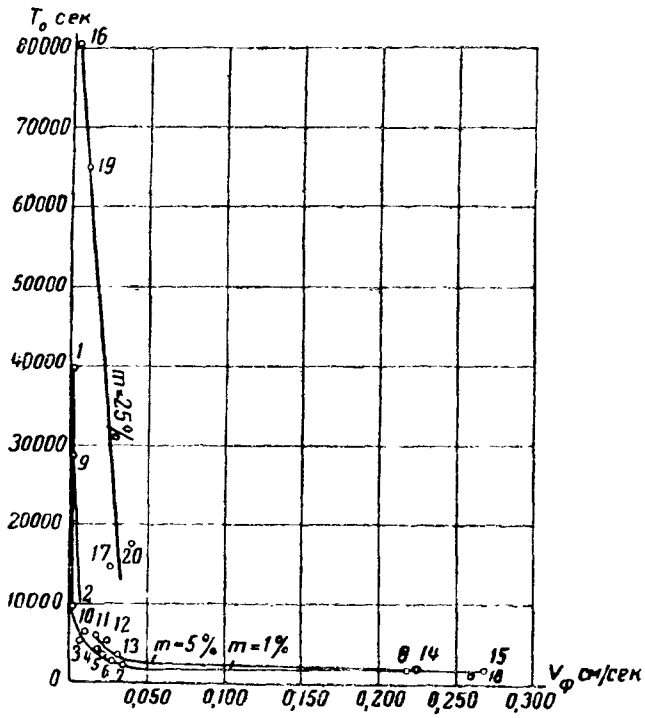


Рис. 11. Зависимость времени формирования выщелоченной зоны от скорости фильтрации и начальной засоленности грунта

Время формирования выщелоченной зоны в начальном сечении T_0 также находится в функциональной зависимости от скорости фильтрации и степени засоленности; из рис. 11 видно, что с увеличением скорости фильтрации время T_0 уменьшается; с увеличением засоленности возрастает и время T_0.

Ранее мы говорили о том, что следует понимать под понятием скорость выщелачивания дисперсно распределенных солей из грунта и как определять эту величину; между тем процесс выщелачивания солей из грунта можно оценивать и по скорости растворения соли. Как известно, скорость растворения твердого тела в определенных гидродинамических условиях обычно характери-

[1] Как известно, размер кристаллов растворяющегося тела имеет также существенное влияние на величину растворимости: этот вопрос нами специально не рассматривался.

зуют величиной коэффициента скорости растворения k *см/сек*, входящего в уравнение (1).

Для подсчета k *см/сек* необходимо знать величину растворяющейся поверхности соли S. Обращаясь к выделенным ранее зонам *А*, *Б* и *В*, мы видим, что растворение соли происходит только в пределах «активной» зоны *Б* и, очевидно, поверхностью растворения S будет суммарная поверхность всех частиц соли, содержащихся в зоне *Б*. Во второй период, выделенный на кривой $C = f(t)$ (см. рис. 2) и характеризующийся концентрацией

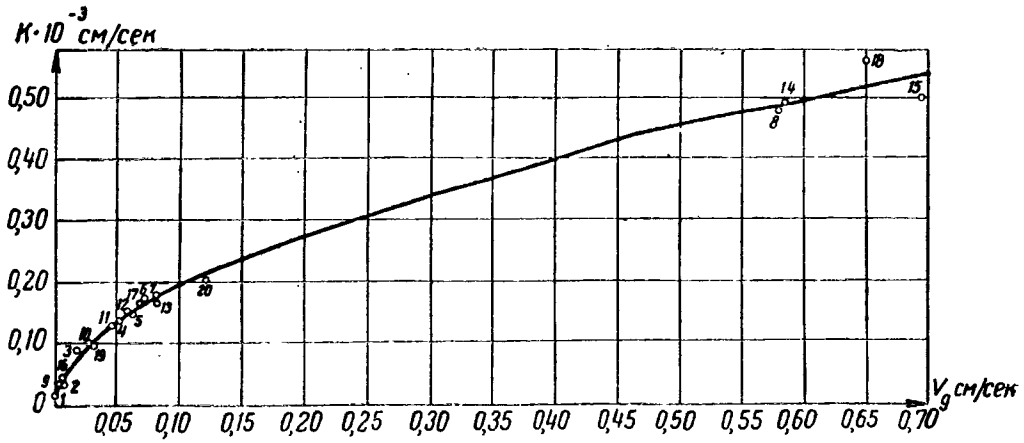


Рис. 12. График зависимости $k = f(v_д)$

насыщения, зона *Б* перемещается в направлении потока, оставаясь постоянной по величине; таким образом, растворению подвергается все время практически одно и то же количество зерен гипса. Подсчитав поверхность гипса в 1 $см^3$ засоленного песка и в объеме песка, соответствующем длине пути насыщения $l_н$, мы затем определили величину k *см/сек*. Теоретические исследования конвективной диффузии в жидкостях, проведенные для разнообразных геометрических форм обтекаемого тела, показали, что скорость реакции на поверхности раздела твердое тело — движущийся раствор, в том числе и скорость растворения, зависят (при прочих равных условиях) от характерной скорости жидкости v^n; показатель степени n определяется гидродинамическими условиями опыта.

Большинство опытов по растворению твердых тел движущейся жидкостью проводилось в турбулентном потоке; опыты при ламинарном режиме проводились значительно реже и всегда при достаточно больших значениях скорости потока. В наших опытах величина скорости потока была существенно меньшей и приближалась к скоростям, имеющим место при фильтрации в гидротехнических сооружениях. Поэтому нахождение количественной зависимости коэффициента скорости растворения от скорости движения воды для такого специфического случая растворения представляет как теоретический, так и практический интерес. На

рис. 12 нанесены на оси ординат значения k *см/сек*, а по оси абсцисс — действительная скорость движения воды $v_д$. Экспериментальные данные соответствуют эмпирической кривой вида

$$k = 0{,}68 \cdot 10^{-3} v_д^{0{,}53}, \qquad (13)$$

следовательно, $n = 0{,}53$ и имеет значение, близкое к теоретическому для некоторых случаев внешнего обтекания растворяющегося тела.

Как показали работы Д. А. Франк-Каменецкого [1] и других исследователей, растворение кристаллов гипса происходит в диффузионной области; это позволяет изобразить полученные нами результаты в более общем виде с помощью критериев подобия

$$\mathrm{Nu} = A\,\mathrm{Re}^{0{,}5}\,\mathrm{Pr}^{0{,}3}, \qquad (14)$$

где: Nu — диффузионный критерий Нуссельта;
Re — критерий Рейнольдса;
Pr — диффузионный критерий Прандтля;
A — безразмерный коэффициент; $A = 0{,}1$—$0{,}2$.

Данное критериальное уравнение хорошо согласуется с выражениями, полученными другими авторами для некоторых случаев диффузионной кинетики, что видно из табл. 4.

Таблица 4

Условия задачи или опыта	Критериальное уравнение	Автор
Растворение шара при обтекании его жидкостью:		
а) ламинарный режим . .	$\mathrm{Nu} = 1{,}075\,\mathrm{Re}^{\frac{1}{3}}\,\mathrm{Pr}^{\frac{1}{3}}$	Г. А. Аксельруд
б) турбулентный режим .	$\mathrm{Nu} = 0{,}8\,\mathrm{Re}^{\frac{1}{2}}\,\mathrm{Pr}^{\frac{1}{3}}$	
Растворение отдельных кристаллов соли в потоке . . .	$\mathrm{Nu} = C\,\mathrm{Re}^{\frac{2}{3}}\,\mathrm{Pr}^{\frac{1}{3}}$	А. Б. Здановский
Растворение плоской поверхности кристалла в потоке . .	$\mathrm{Nu} = A\,\mathrm{Re}^{0{,}5}\,\mathrm{Pr}^{0{,}37}$	М. Давье
Горение шарообразных частиц в слое	$\mathrm{Nu} = A\,\mathrm{Re}^{0{,}6}$	Р. С. Бернштейн

Наши опыты были поставлены при вполне определенных значениях основных величин, имеющих существенное значение в процессе фильтрационного выщелачивания: начального содержания гипса, скорости фильтрации, длины пути фильтрации и т. п.; наблюдения за концентрацией гипса в фильтрате проводились через небольшие промежутки времени. Это позволяет сопоставить полученные экспериментальные данные с теоретическими предложениями проф. Н. Н. Веригина по описанию и расчету кинетики процесса выщелачивания дисперсно распределенных в грунтах

солей; эти предложения проф. Н. Н. Веригина были сформулированы им в докладе на совещании по вопросам выщелачивания и растворения горных пород.

Ниже приведено сопоставление значений концентрации фильтрата на выходе из трубки C и суммарного выноса солей W, полученных непосредственно в наших опытах с загипсованными песками, со значениями C и W, вычисленными по формулам проф. Н. Н. Веригина. Ход расчета при этом был следующим:

1) из экспериментальных данных (см. табл. 3) было взято время выщелачивания гипса во входном сечении — T_0;

2) по величине T_0 были подсчитаны следующие коэффициенты:

$$p = \frac{1}{T_0}; \quad \gamma = \frac{2\delta_г \sqrt{\zeta_0}}{T_0 C_н}; \quad r = \frac{\gamma \sqrt{\zeta_0}}{2v},$$

где $\delta_г$ — объемный вес гипса 2,2 $г/см^3$;

ζ_0 — удельное объемное содержание гипса в долях единицы (из табл. 3);

v — скорость фильтрации в $см/сек$ (из табл. 1);

$C_н$ — концентрация насыщения дистиллированной воды гипсом, равная $2{,}05 \cdot 10^{-3}$ $г/см^3$;

3) по теоретической скорости выщелачивания α, взятой из табл. 3, для ряда моментов времени $t > T_0$ по формуле (6) была подсчитана длина выщелоченной зоны;

4) далее был проведен расчет концентрации гипса в фильтрате C на выходе из трубки длиной x $см$, через время t после начала фильтрации и суммарного количества гипса W, вынесенного из трубки за то же время.

Расчет проводился для первой стадии выщелачивания, т. е. до образования выщелоченной зоны на входном участке ($t < T_0$), и для второй стадии выщелачивания ($t > T_0$).

Для расчета были использованы следующие формулы проф. Н. Н. Веригина:

при $t < T_0$

$$C = C_н\left[1 - \frac{1}{pt\,(2-pt)\,\mathrm{ch}^2\,[rx + \mathrm{Ar\,th}\,(1-pt)]}\right];$$

$$W = \frac{\delta\zeta_0}{r}\{\mathrm{th}\,[rx + \mathrm{Ar\,th}\,(1-pt)] - (1-pt)\}\,\omega;$$

при $t > T_0$

$$C = C_н\left[1 - \frac{1}{\mathrm{ch}^2[r(x-l)]}\right];$$

$$W = \delta\zeta_0\left\{l + \frac{1}{r}\,\mathrm{th}\,[r\,(x-l)]\right\}\omega,$$

где ω — сечение трубки с загипсованным песком в $см^2$.

Такое сопоставление было выполнено на примере опытов с большим диапазоном засоленности, скоростей фильтрации, длины пути фильтрации. Перечень исходных данных по этим опытам приведен в табл. 5, а сопоставление экспериментальных (незаштрихованные кружочки) и теоретических (заштрихованные кружочки) значений C и W — на рис. 13 и 14.

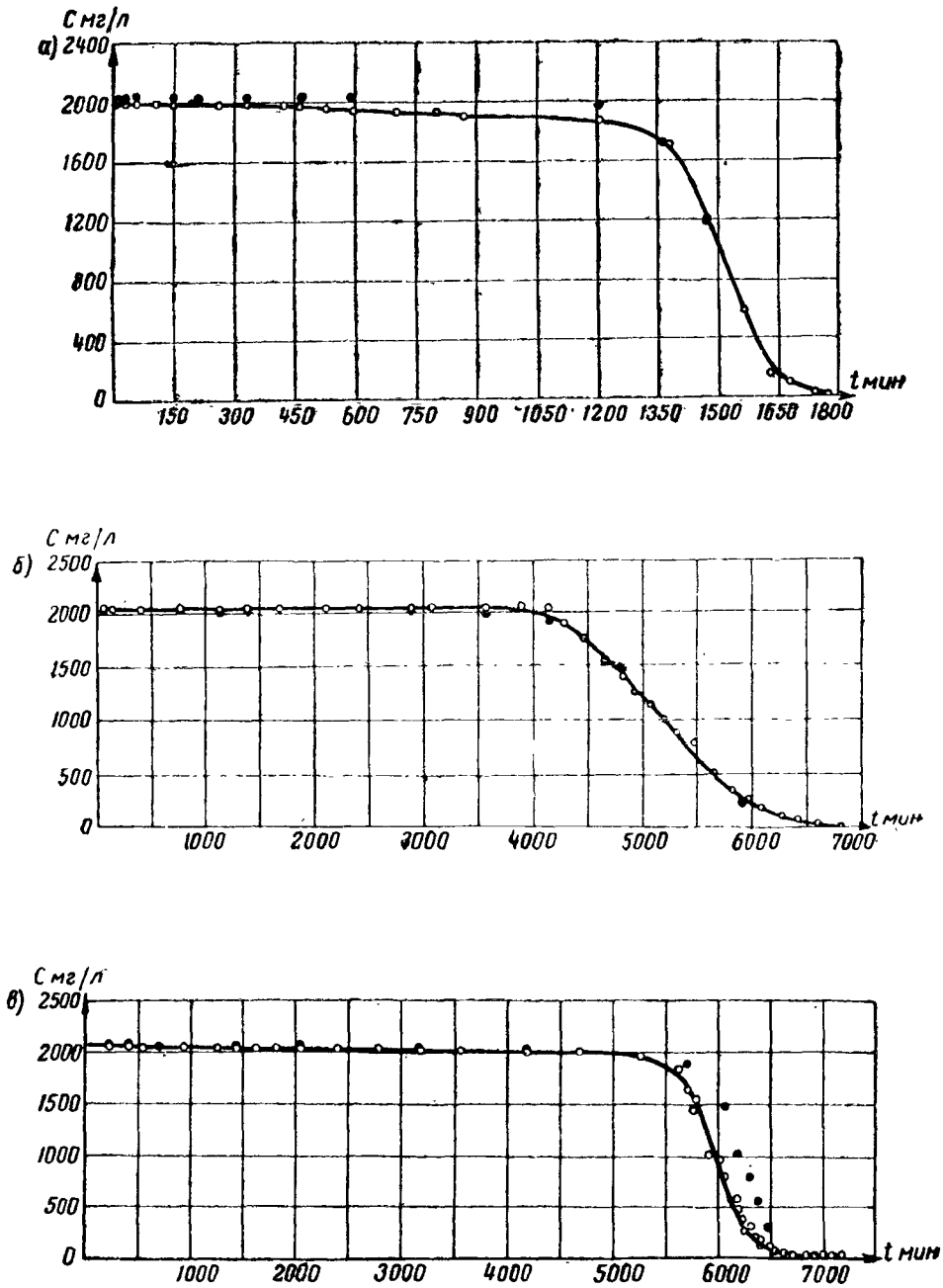
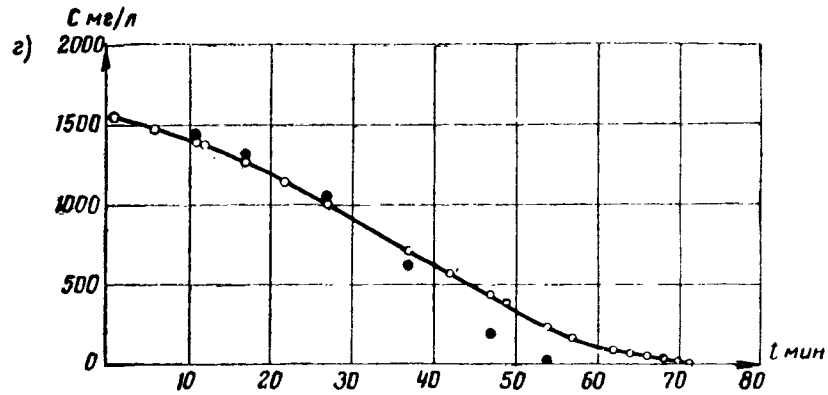
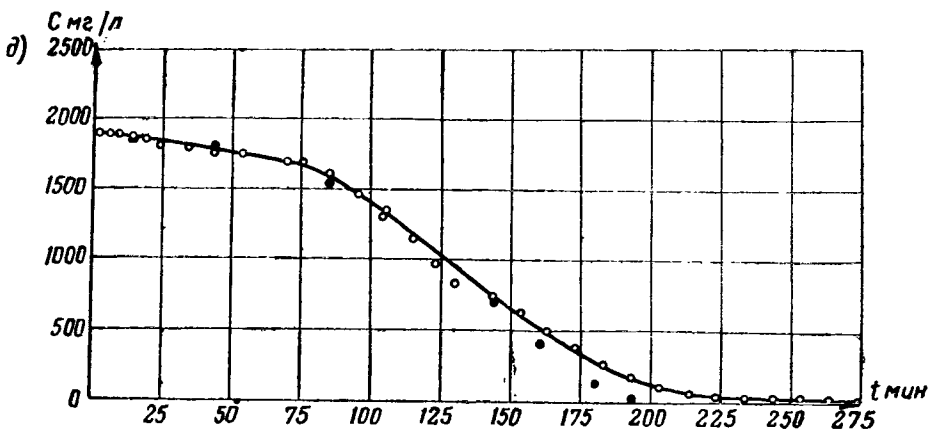


Рис. 13а,б,в.





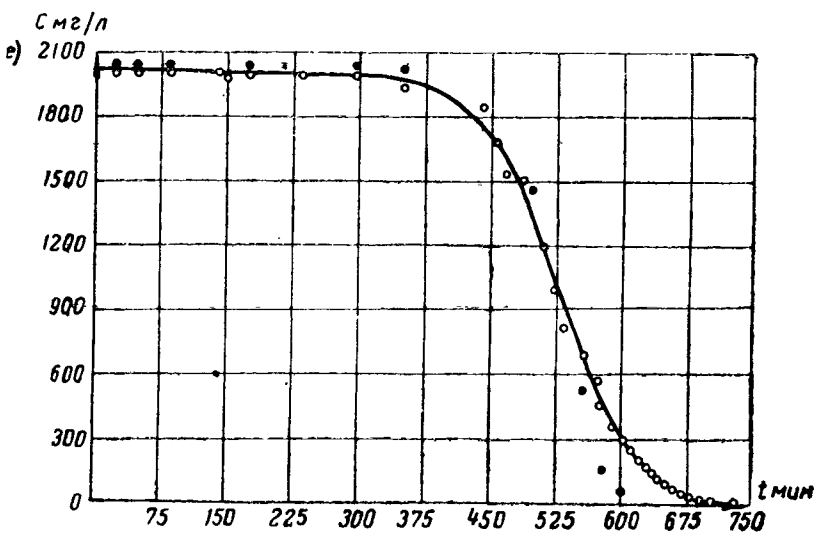


Рис. 13. Экспериментальные и теоретические значения концентрации фильтрата на выходе из засоленного песка

а — опыт № 7, группа 2; *б* — опыт № 5, группа 2; *в* — опыт № 28, группа 9; *г* — опыт № 45, группа 14; *д* — опыт № 36, группа 12; *е* — опыт № 38, группа 12

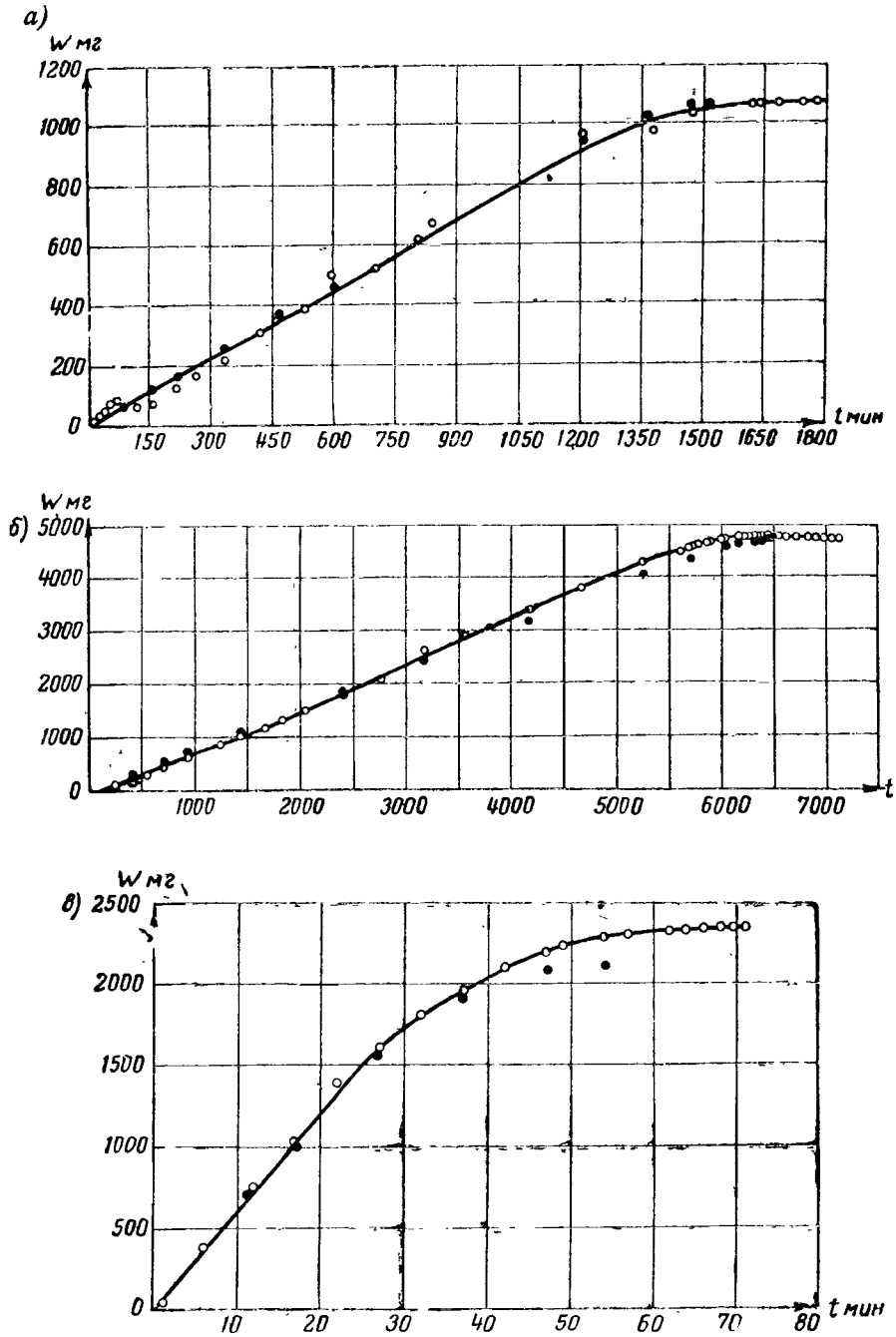

а)
W мг
1200
1000
800
600
400
200
0
150 300 450 600 750 900 1050 1200 1350 1500 1650 1800
t мин
б) 5000
W мг
4000
3000
2000
1000
0
1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000
t мин
в) 2500
W мг
2000
1500
1000
500
0
10 20 30 40 50 60 70 80
t мин

Рис. 14а,б,в

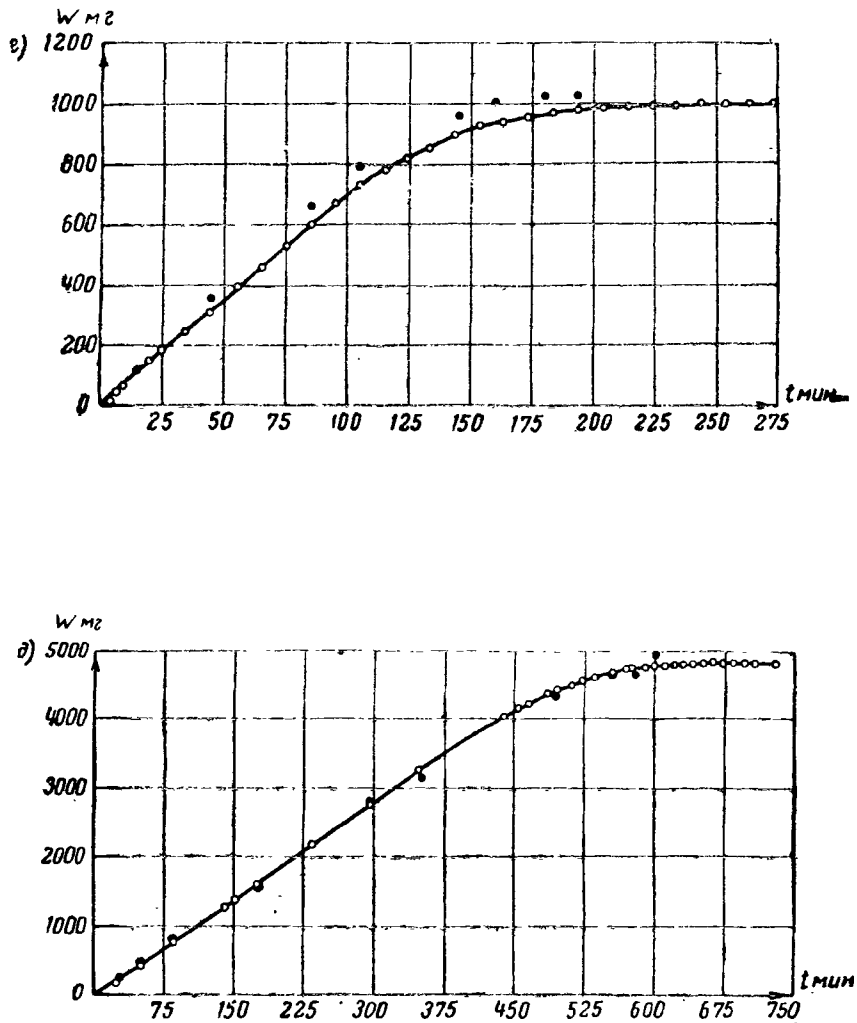


Рис. 14. Экспериментальные и теоретические значения суммарного выноса солей

а — опыт № 7, группа 2; *б* — опыт № 28, группа 9; *в* — опыт 45, группа 14; *г* — опыт № 36, группа 12; *д* — опыт № 38, группа 12

Видно, что сопоставление результатов опытов с расчетом по формулам проф. Н. Н. Веригина дает вполне удовлетворительные результаты; это свидетельствует о том, что предложенные формулы и зависимости в основном правильно отражают процессы, происходящие в пористой среде при выщелачивании дисперсно распределенных солей.

Таблица 5

№ группы	№ опыта	Засоленность в %	Скорость фильтрации $v_ф$ в *см/сек*	Длина трубки L в *см*
2	7	1	0,002	25
16	50	25	0,0026	5
9	28	5	0,002	23
14	45	5	0,2232	10
12	36	5	0,0233	5
12	38	5	0,0233	22,5

Материалы экспериментальных исследований и полученные количественные зависимости характеризуют процесс выщелачивания дисперсно распределенного гипса из песчаных грунтов.

Надо полагать, что при существенной неоднородности состава и свойств песчано-глинистых загипсованных пород возможно усложнение этого процесса и возникновение некоторых его особенностей, для выяснения которых необходима постановка специальных опытов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубен Н. Я. и Франк-Каменецкий Д. А., Об абсолютных скоростях растворения, «Журнал физической химии», изд. АН СССР, т. 20, вып. 3, 1946.

2. Аксельруд Г. А., Диффузия от поверхности шара, «Журнал физической химии», изд. АН СССР, т. 27, вып. 10, 1953.

3. Здановский А. Б., Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д-ра химических наук, изд. Технологического института, 1953.

4. Maurige Davion, Annales de Chimie, v. 8, mars—avril, 1953, I—IV.

5. Лаптев Ф. Ф., Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон, ГОНТИ, 1939.

6. Веригин Н. Н., Некоторые вопросы химической гидродинамики, представляющие интерес для мелиорации и гидротехники, «Известия Академии наук СССР», Отделение технических наук, № 10, 1953.

Н. Н. МАСЛОВ,
д-р техн. наук
В. Г. НАУМЕНКО,
ассистент

УСЛОВИЯ УСТОЙЧИВОСТИ НАПОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА ЗАГИПСОВАННЫХ ТОЛЩАХ

В последние годы в связи с грандиозным размахом гидротехнического строительства в нашей стране строителям все чаще и чаще приходится встречаться с такими геологическими условиями, когда в основании проектируемых сооружений находятся выщелачиваемые породы и, в частности, чистый гипс и загипсованные отложения. Известно, что гипс является среднерастворимой солью и при некоторых гидрогеологических и гидрохимических условиях может быть легко выщелочен. Однако вопрос о скорости выщелачивания гипса в тех или иных условиях до сих пор мало исследован. В связи с этим исследование скорости растворения сернокислого кальция является одним из основных вопросов при изучении процесса выщелачивания гипса.

Работа по исследованию выщелачивания гипса выполняется с 1951 г. За это время проведено более тысячи различных экспериментов с чистыми гипсами и загипсованными породами из районов: Шексны, Камы, Изборгского месторождения и других мест. В этой направленности представляют интерес следующие вопросы.

1. О скорости фильтрации в трещиноватых гипсах

В литературе существуют довольно противоречивые мнения как о скорости, так и о характере движения воды в трещинах. Особенно мало данных имеется о скорости движения воды в трещинах в зависимости от их раскрытия и гидравлических градиентов. В связи с этим в ЛИСИ были поставлены опыты по определению скорости движения воды в трещинах гипса при раскрытии щели от 0,1 до 5,5 *мм* и гидравлических градиентах от 0,01 до 2, т. е. в тех условиях, какие наиболее часто встречаются в натуре. Результаты этих экспериментов изображены в виде логарифмической анаморфозы на рис. 1. Полученная зависимость между гидравлическими градиентами и скоростями движения воды в трещинах гипса при различных раскрытиях щели свидетельствует о том, что скорости фильтрации в трещинах при градиен-

тах, с которыми возможно встретиться в основании напорных сооружений, могут оказаться значительными и измеряются величинами от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров в секунду. Скорости такого порядка могут иметь место как при свободном притоке воды к трещинам, так и в тех случаях,

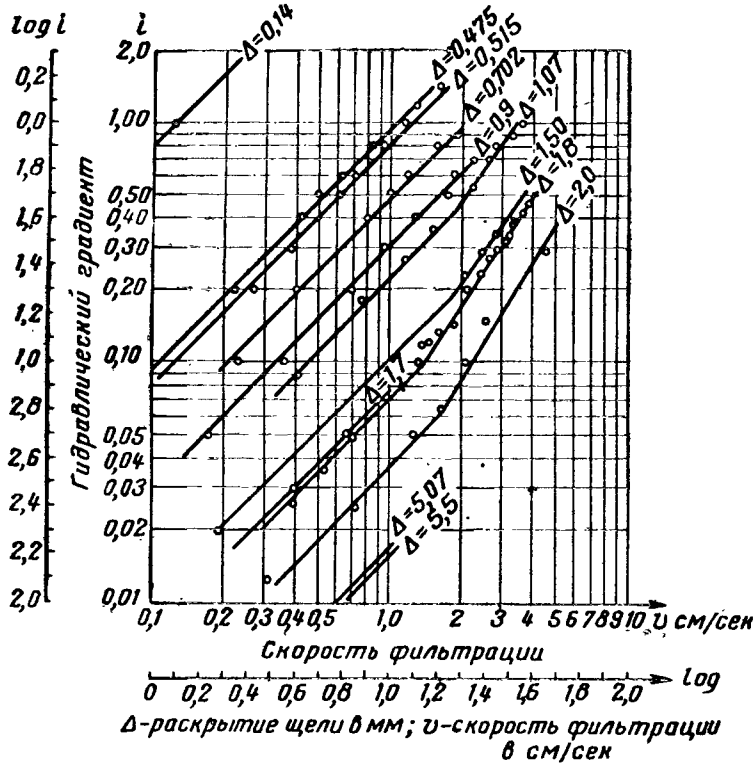


Рис. 1. Зависимость между скоростью фильтрации и гидравлическим градиентом

когда над трещиноватой породой залегают рыхлые крупнозернистые или грубообломочные горные породы с высоким коэффициентом фильтрации.

Сопоставление результатов опытов по определению скорости фильтрации в трещинах гипса с данными экспериментов Г. М. Ломизе по определению расходов воды в гладких и шероховатых щелях (между стеклянными пластинками) выявило сходство характера фильтрации в обоих случаях.

2. Интенсивность растворения природного гипса

При исследовании выщелачиваемости загипсованных пород наибольшее практическое значение представляет вопрос о скорости растворения гипсов, поскольку интенсивность выщелачивания и связанная с этим опасность для напорных сооружений находятся в прямой зависимости от скорости растворения гипса.

Нами исследовалась скорость растворения нескольких разновидностей чистого природного гипса в дистиллированной воде, водонасыщенных песках и гравии. Образцы гипса содержали менее 2—3% нерастворимых включений и имели форму плоских призм, запарафинированных со всех сторон, кроме поверхности растворения. Площадь выщелачивания при этом варьировала в пределах от 30 до 306 $м^2$*.

Известно, что интенсивность растворения в сильной степени зависит от условий взаимодействия жидкой и твердой фаз. В связи с этим опыты проводились как в неподвижном, так и в подвижном растворителе.

В первом случае отсутствовало принудительное перемешивание жидкости, но имела место диффузия или естественная конвекция совместно с диффузией.

При проведении опытов с неподвижным растворителем образцы помещались в одной серии опытов в нижнюю часть растворителя — плоскостью растворения вверх, в другой—вверху, поверхностью выщелачивания вниз, а в третьей — в верхней части растворителя — при вертикальном положении поверхности растворения. При расположении образцов гипса внизу перенос продуктов реакции происходил за счет диффузии, а при втором и третьем положениях — посредством естественной конвекции вследствие большей концентрации и удельного веса раствора в его верхней части. Диффузия при этом также имела место, но влиянием ее в этом случае можно было пренебречь.

Интенсивность растворения гипса в неподвижном растворителе определялась более чем в 600 опытах, из которых было установлено:

а) скорость растворения чистого природного гипса при диффузионном переносе продуктов растворения измеряется долями миллиграмма с квадратного сантиметра в сутки;

б) при конвекционном переносе вещества под влиянием гравитационных факторов (образец вверху, поверхность растворения внизу) интенсивность растворения равняется в среднем 46 *мг* с 1 $см^2$ в сутки;

в) при вертикальном положении образца интенсивность растворения зависит от его габаритов и объема растворителя. В сравниваемых условиях средняя скорость растворения равняется 35 *мг* с 1 $см^2$ в сутки.

При методических опытах и анализе литературы мы выявили, что скорость фильтрации оказывает самое непосредственное влияние на интенсивность выщелачивания гипса. Поэтому нами было проведено более 300 специальных экспериментов для выявления зависимости между скоростью движения растворителя и интенсивностью растворения гипса. Эти эксперименты проводились при

---

* Вопросы методики этих опытов более детально рассмотрены в статье В. Г. Науменко (см. научные труды ЛИСИ, вып. 18, 1954).

циркуляции растворителя по искусственным трещинам в гипсе. Интенсивность растворения определялась в основном электрометрическим методом. При проведении опытов представлялось также интересным выявить, каким образом на скорость растворения влияет ориентация поверхности выщелачивания гипса по отношению к фильтрационному потоку. С этой целью были изготовлены щели, с одной стороны которых находился гипс, а с другой — нерастворимый материал (стекло).

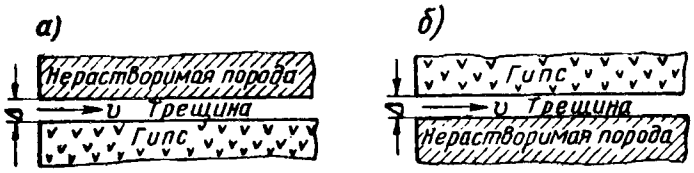


Рис. 2. Условия растворения гипса

а — с учетом диффузии; *б* — с учетом диффузии и естественной конвекции (гравитационной)

Опыты с подвижным растворителем проводились:

а) при вертикальном положении образца с фильтрацией сверху вниз;

б) с тем же положением образца и фильтрацией снизу вверх;

в) при горизонтальном положении образца и расположении гипса в одних опытах над потоком, а в других — под потоком,

В результате этой серии опытов было установлено, что скорость растворения физических близких разновидностей чистого природного гипса (при прочих равных условиях) определяется скоростью фильтрации растворителя. Этот вывод распространяется на такие скорости фильтрации, когда влиянием конвекционного и диффузионного переноса продуктов растворения можно пренебречь.

Анализ всех экспериментальных материалов по интенсивности выщелачивания гипса (в подвижном и неподвижном растворителях) приводит к выводу, что скорость растворения B зависит прежде всего от скорости фильтрации v, гравитационных (g) и диффузионных (d) факторов, концентрации растворителя C, структурных особенностей гипса Σ и температуры T, т. е.

$$B = f(v, g, d, C, \Sigma, T). \qquad (1)$$

При этом представляется возможным высказать следующее суждение о скорости растворения гипса при фильтрации в трещинах. Если трещина находится на контакте нерастворимой породы и гипса (рис. 2,*а*), то при ламинарном режиме фильтрации и отсутствии естественной конвекции интенсивность процесса определяется диффузионным и фильтрационным переносом продуктов растворения. При ламинарной фильтрации и наличии естественной конвекции (рис. 2,*б*) скорость растворения определяется грави-

тационным и фильтрационным переносом вещества от поверхности выщелачивания в более отдаленные слои жидкости. Диффузией при этом можно пренебречь.

В случае турбулентного режима интенсивность растворения определяется в основном только скоростью фильтрации, так что можно пренебречь конвекцией и диффузией.

В графической интерпретации вышеуказанные случаи представлены на рис. 3.

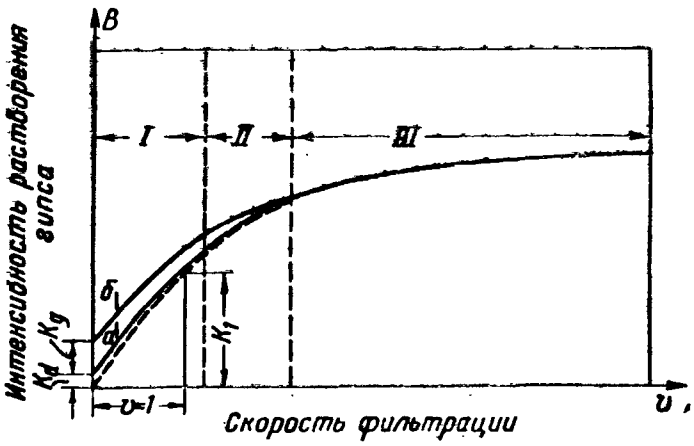


Рис. 3. Характер зависимости между интенсивностью растворения гипса и скоростью фильтрации

а — с учетом диффузии; *б* — с учетом диффузии и конвекции; *I, II, III* — соответственно участки ламинарного, переходного и турбулентного режимов фильтрации

В первом приближении интенсивность растворения гипса может быть определена следующими уравнениями, в зависимости от условий, при которых будет протекать процесс:

а) при $v \geqslant 2{,}5$ *см/сек,* позволяющей пренебречь конвекцией и диффузией:

$$B_x = K_0 \sqrt{v}\, \frac{C_н - C_x}{C_н}; \qquad (2)$$

б) при $v < 2{,}5$ *см/сек* и наличии естественной конвекции (растворение в соответствии со схемой, представленной на фиг. 2,*б*)

$$B_x = (K_g + 78{,}5\, v)\, \frac{C_н - C_x}{C_н}; \qquad (3)$$

в) при $v < 0{,}1$ *см/сек* и отсутствии конвекции (фиг. 2,*а*)

$$B_x = \left(K_d + K_1 \sqrt{v}\right) \frac{C_н - C_x}{C_н}, \qquad (4)$$

где K_g и K_d — соответственно коэффициенты скорости гравитационного и диффузионного растворения при $v = 0$; $C_x = 0$;

K_1 — коэффициент скорости растворения при $v = 1$; $C_x = 0$;
v — скорость фильтрации в *см/сек*;
$C_н$ — концентрация насыщения в *г/см*^{3};
C_x — концентрация в данный момент в *г/см*^{3}.

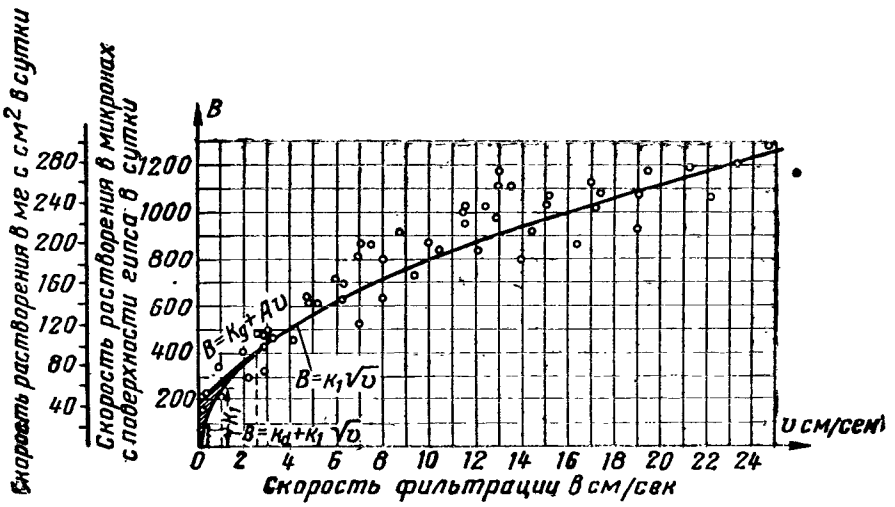


Рис. 4. Зависимость между скоростью фильтрации и скоростью растворения. (Условия опытов: $t = 17°$, $C_x = 0$, гипс расположен с одной стороны щели)

В графическом виде указанная зависимость (при $C_x = 0$ и $t = 17°$) изображена на рис. 4, где результаты отдельных экспериментов показаны кружочками. Разброс экспериментальных точек по вертикали объясняется структурными особенностями гипса.

Проведенные опыты свидетельствуют о том, что скорость растворения гипса не зависит от раскрытия трещин. Иначе говоря, интенсивность растворения в щелях с равным раскрытием при равных скоростях фильтрации будет одинаковой. Из приведенной зависимости (рис. 4) видно, что скорость растворения гипса возрастает с увеличением скорости фильтрации и может достигать больших величин.

3. Определение длины пути насыщения водного раствора гипсом

Особый интерес и исключительное практическое значение при оценке условий работы напорных гидротехнических сооружений, в основании которых залегает гипс, представляет вопрос о скорости насыщения фильтрующей воды гипсом. Весьма важно установить ту длину пути фильтрации, на которой раствор достигает насыщения и перестает быть агрессивным по отношению к гипсу. Этот вопрос до сих пор мало исследован, однако существует мнение, что полное насыщение происходит на чрезвычайно коротком

пути (от нескольких десятков сантиметров, до нескольких метров). Приведенный взгляд объясняется тем, что некоторые экспериментаторы проводили лабораторные опыты с чрезвычайно малыми скоростями фильтрации, не соответствующими реальным условиям работы напорных сооружений. Можно ожидать, что в естественных условиях пути полного насыщения будут значительно больше. Это предположение подтверждается и нашими опытами.

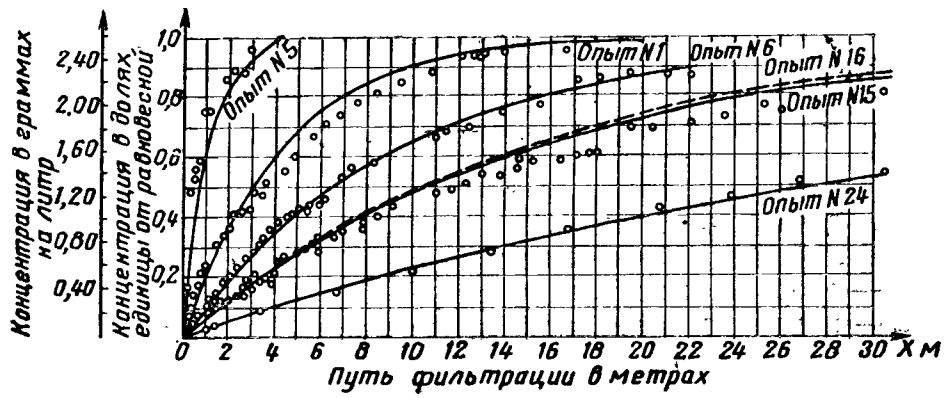


Рис. 5. Зависимость между длиной пути фильтрации и концентрацией гипса в растворителе

Эксперименты по определению длины пути насыщения проводились с чистым природным гипсом при раскрытии щелей от 0,1 до 5,5 *мм* и гидравлических градиентах — от 0,002 до 1. Растворителем служила дистиллированная вода. Фильтрация была круговой. Концентрация гипса определялась электрометрическим методом — по электропроводности раствора. Этот способ обладает высокой точностью и удобен для практического использования. Точность его не уступает химическому, а при небольших концентрациях значительно выше последнего. В каждом опыте производилось несколько десятков, а иногда и более сотни определений концентрации раствора. Это позволило проследить за изменением последней через небольшие отрезки пути по длине трещины в гипсе (порядка нескольких сантиметров).

Все опыты проводились при температуре 17—18°. Сделано две серии опытов: опыты первой серии проведены с разным раскрытием щелей, но с одинаковой скоростью фильтрации. Опыты другой серии проведены с одинаковым раскрытием щели, но с разной скоростью фильтрации. Проведение этих опытов оказалось довольно трудоемким. Достаточно указать, что некоторые опыты состояли из 350 и большего количества циклов и что объем профильтрованной воды в отдельных случаях достигал 1 000 *л*.

В результате проведенных опытов получены вполне отчетливые зависимости между концентрацией фильтрата и длиной пути фильтрации (рис. 5).

При анализе экспериментального материала по насыщению растворителя гипсом установлено:

а) при заполнении трещины водой длина пути, на котором достигается искомая концентрация гипса, может быть определена из следующего уравнения:

$$x = \frac{\Delta v}{aK} \ln \frac{C_н}{C_н - C_x}; \tag{5}$$

б) концентрация раствора гипса на любом отрезке пути при фильтрации в трещине определяется по формуле, вытекающей из выражения (5):

$$C_x = C_н \left(1 - \frac{1}{e^{\frac{aKx}{\Delta v}}}\right), \tag{6}$$

где x — длина пути в *см*;

Δ — начальное раскрытие трещины в *см*;

v — скорость фильтрации в *см/сек*;

a — параметр, зависящий от формы трещины и поверхности растворения;

K — константа скорости растворения в *см/сек*;

$C_н$ — концентрация насыщения в *г/см*^{3};

C_x — концентрация на расстоянии x от начала щели в *г/см*^{3}, при этом

$$K = \frac{B_x}{C_н - C_x}. \tag{7}$$

Величина B_x — интенсивность растворения при фильтрации растворителя в трещине гипса определяется эмпирическим уравнением вида

$$B_x = K_1 v^n \frac{C_н - C_x}{C_н}, \tag{8}$$

где K_1 — коэффициент скорости растворения при $v = 1$ и $C \to 0$;

При детализации вопроса вместо (6) можно использовать уравнение

$$C_x = C_и \left[1 + \frac{\alpha}{\beta C_н - (\alpha + \beta C_н) e^{\frac{\alpha\alpha x}{\Delta v}}}\right], \tag{9}$$

где α [*см/сек*]; $\beta \left[\frac{см^4}{г/сек}\right]$ — константы растворения.

На рис. 5 приведены результаты некоторых опытов по определению изменения концентрации раствора гипса по длине трещины. На графике показаны экспериментальные точки и теоретические кривые, полученные по формуле (5). Из рассмотрения графика видно, что существует достаточно удовлетворительная схо-

№ опытов	Характеристика гипса	Гидравлический градиент i	Скорость фильтрации $v_ф$ в *см/сек*	Раскрытие щели Δ в *см*	Примечание
1	Гипс среднезернистый	0,1	5,2	0,1	Двустороннее выщелачивание
5	То же, мелкозернистый	0,1	1,38	0,047	То же
6	» »	0,1	8,75	0,165	»
15	» среднезернистый	0,1	18,6	0,19	»
16	» мелкозернистый	0,004	2,34	0,507	»
24	» »	0,025	10,96	0,309	Одностороннее выщелачивание

димость предложенных формул с экспериментальными данными (см. таблицу).

Все изложенное приводит к выводу, что путь, на котором концентрация водного раствора гипса достигает своей полной величины или определенной доли от полной, зависит как от скорости фильтрации, так и от раскрытия трещин. Так, например, при одном и том же раскрытии трещин длина пути, на котором концентрация раствора достигнет полного насыщения, будет тем больше, чем больше скорость фильтрации. При одинаковых скоростях фильтрации, но различном раскрытии трещин, длина пути насыщения находится в прямой зависимости от сечения щели, т. е., чем раскрытие щели меньше, тем путь насыщения короче.

Опытами установлено, что путь насыщения водного растворителя сернокислым кальцием в реальных условиях, встречающихся в природе и гидротехническом строительстве (при подвижном растворителе) может измеряться расстояниями от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков и сотен метров в зависимости от скорости фильтрации, раскрытия трещин и ориентации потока по отношению к растворяющейся породе. Например, из опытов и формулы (5) следует, что при раскрытии щели $\Delta = 0{,}01$ *см*, гидравлическом градиенте $i \approx 0{,}01$ и скорости фильтрации $v = 0{,}01$ *см/сек* (в случае одностороннего выщелачивания по схеме, указанной на фиг. 2,*а*) концентрация $C_x = 0{,}99\ C_н$ достигается на пути ≈ 90 *см*. При раскрытии щели $\Delta \approx 0{,}5$ *см*, $i = 0{,}004$ и $v = 2{,}34$ *см/сек* (при двустороннем выщелачивании и вертикальной ориентации щели) то же насыщение достигается на пути ≈ 70 *м* (фиг. 5).

В результате выполненной работы представляется возможным в первом приближении аналитически определить характер развития процесса химической суффозии и скорости продвижения фрон-

та выщелачивания во времени. Можно предполагать, что фронт выщелачивания в зависимости от внешних условий может перемещаться как в направлении движения растворителя, так и в противоположном.

Таким образом, из результатов экспериментов, выполненных В. Г. Науменко и предложенных им формул (1—9) вытекает, что во всех случаях при наличии в толще основания напорных сооружений гипса и неограниченной возможности питания этой толщи речной водой сооружения требуют надежной защиты от выщелачивания гипса или последствий этого процесса. Как показали проведенные исследования по изучению фильтрационного режима в основании напорных сооружений (с применением метода ЭГДА), наиболее продуктивной мерой защиты гипса от выщелачивания во многих случаях является использование восходящих токов естественных минерализованных вод в соответствии с методом, предложенным и разработанным Н. Н. Масловым. Н. Н. Маслов считает, что в природных условиях сохранность гипсов обеспечивается в ряде случаев на протяжении многих миллионов лет не потому, что гипс перекрыт водоупором, а вследствие воздействия на него минерализованных природных вод, не агрессивных по отношению к гипсу. Во многих случаях толщи загипсованных пород пронизываются напорными водами, восходящими из более глубоких горизонтов. Эти воды, при движении через толщи вышележащих пород теряют свой напор и часто разгружаются в речных руслах современных или погребенных рек. Это обстоятельство позволяет предположить, что при изменении напорных условий (в связи с возведением гидротехнических сооружений) можно будет использовать те же напорные воды для защиты гипса в основании сооружений.

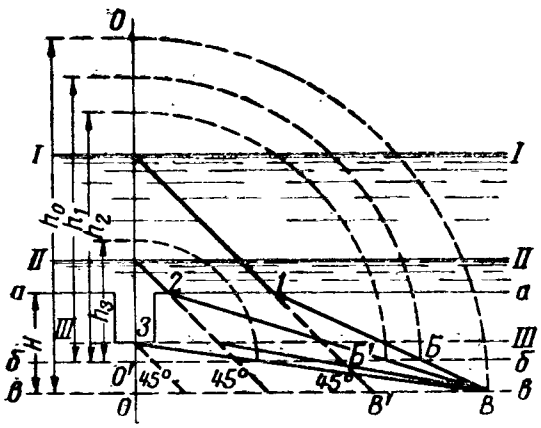


Рис. 6. Режим напорных вод

На рис. 6 приведена диаграмма для определения пьезометрических напоров при изменении уровня воды в связи с возведением сооружения, где приняты следующие обозначения:

а— а — поверхность грунта (дно реки);

I— I — горизонт воды в реке при поднятии уровня в верхнем бьефе;

II— II — горизонт в реке до возведения сооружения;

III—III — углубление в русле в виде котлована с осушением его при возведении сооружения.

Крутые пунктирные линии, идущие под углом в 45° к горизонту, отражают закон гидростатического распределения давления воды по глубине.

Известно, что с применением закона гидростатики, можно определить уровень поднятия воды в скважине при любом горизонте воды. При этом нужно учесть, что, помимо гидростатического напора, имеется артезианский напорный поток. Линии напорных вод на диаграмме ложатся с наклоном к горизонту менее 45°. Артезианский поток на некоторой глубине, например на отметке *в—в*, имеет постоянный во времени напор. Во всей толще выше отметки *в—в* до самой поверхности земли поток при наличии трещиноватости будет терять напор по закону прямой линии (см. линии *В — 1, В — 2, В — 3*), а в пределах свободной поверхности воды мы будем иметь гидростатический закон изменения напора. Избыточный напор — разность между артезианским и гидростатическим напорами — в пределах толщи *Н* будет измеряться в любой точке по глубине горизонтальным отрезком между линией гидростатического напора и линией напорных вод. Например, при уровне воды в реке *I — I*, на отметке *в — в* избыточный напор измеряется отрезком *В'В*, а на отметке *б — б* — отрезком *Б'Б*. Истинный напор в любой точке по глубине от поверхности воды до отметки *в—в* определяется как сумма гидростатического и избыточного напоров.

На диаграмме величина истинного напора определяется чрезвычайно просто. Например, при отметке воды в реке *I—I*, напор на глубине *Н* равен отрезку *ОВ*, а на отметке *б — б* — отрезку *О — Б*. Чтобы наглядно представить величину напора воды на любой отметке, необходимо горизонтальные отрезки, соответствующие истинному напору на данной глубине, совместить с вертикальной осью *О—О* поворотом этого отрезка вокруг соответствующей точки на этой оси. Отрезки h_1, h_2 и h_3 выражают истинные напоры на отметке *б — б* соответственно при уровнях воды в реке: *I— I; II — II* и *III — III*, а h_0 — на отметке *в — в*.

Если мы будем рассматривать напор для разных точек по глубине при одном и том же уровне воды в реке, то увидим, что напор по глубине меняется. Таким образом, можно говорить, что в действительности будет иметь место избыточный напор, и совершенно естественно, что движение грунтовых вод должно происходить снизу вверх, так как напор с глубиной возрастает.

Предположим, что мы отрываем котлован (см. рис. 6). Тогда в связи с его осушением погашение всего напора будет обеспечено в уровне дна котлована (отметка *III — III*). При заполнении водохранилища до уровня *II — II* гидростатический напор увеличится, а избыточный напор при этом уменьшится и будет изменяться по глубине, как показано на диаграмме (линия *А — В*). Полная потеря избыточного напора произойдет при этом на пути от горизонта *в — в* до дна котлована. Отсюда следует, что для любой точки по глубине, которая будет представлять интерес,

можно получить пьезометр, характеризующий напор, а следовательно, и направление движения грунтовых вод. Движение напорных вод будет происходить снизу вверх до тех пор, пока отметка пьезометра будет превышать уровень бьефа. После того как уровень воды в водохранилище превысит пьезометрический напор артезианского потока, движение пойдет в обратную сторону. Но для этого надо поднимать уровень воды весьма значительно.

Таким образом, в очень многих случаях в толще основания могут находиться воды, потерявшие свою агрессивность по отношению к гипсам; эти воды могут двигаться вдоль пластов гипса, защищая их от воздействия пресных вод. То, что это имеет место в действительности, видно по многим обстоятельствам, например,

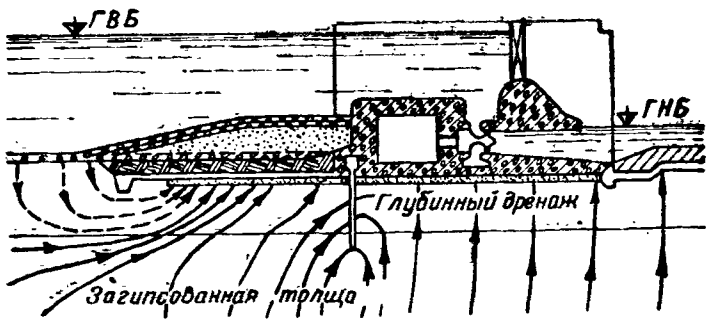


Рис. 7. Фильтрационный режим в основании сооружения

Сплошные линии—неагрессивные воды; пунктирные линии — агрессивные воды

потому, что откладываются вторичные гипсы. Восходящее движение напорных вод может сохранить свое значение и для случаев подъема воды в водохранилище. Вода при этом будет фильтроваться не из водохранилища в толщу, а наоборот, из толщи основания в водохранилище, за исключением самого створа плотины.

Рассмотрим пример на реальном сооружении (рис. 7).

Верхняя часть пород безопасна в смысле выщелачивания, поскольку гипса в ней нет.

Ниже находится толща, содержащая в значительной мере пласты гипса. Еще глубже залегает гипс, который переходит в пласты ангидрита. Для этого сооружения нами были предложены следующие мероприятия: в верхней части основания под всем сооружением укладывается дренажный слой; в средней части устраиваются дренажные скважины, которые уходят в галерею. Сооружение обеспечивается понуром. Выполнение этих мероприятий гарантирует полную сохранность гипса в толще основания, а следовательно, и надежность сооружения.

На рис. 7 изображен характер фильтрационного режима под сооружением. Сплошными линиями показано движение неагрессивного восходящего тока воды, насыщенной сульфатом кальция

и безопасной для гипса. Пунктирными линиями показаны агрессивные токи воды, идущие из верхнего бьефа.

Таким образом, можно прийти к заключению, что в условиях, аналогичных рассмотренным выше, представляется возможным подобрать такие соотношения контурных размеров сооружения и такое положение дренажных устройств, при которых агрессивные фильтрационные воды не смогут достигать загипсованной толщи и будут уходить в дренажные устройства, находящиеся в основании сооружения.

Итак, с помощью несложных мероприятий можно управлять движением агрессивных вод и отводить их в нужном направлении. Из рис. 7 видно, что до вертикального дренажа могут достичь по трещинам горизонтальных пластов лишь случайные токи, которые будут также перехвачены. Что же касается восходящего тока, то он деформируется под влиянием фильтрационного потока и изменяет свое направление, но в малой степени, чем и обеспечивается защита сооружения. Дренаж принимает воду и сохраняет в гипсоносных пластах почти тот же режим подземных вод, который существовал там раньше. Действительность этой схемы подтверждена самыми разнообразными экспериментами.

В том случае если мы не обеспечим таким образом защиту основания, можно ожидать очень быстрого выщелачивания гипса.

Из изложенного следует, что при современной разработке рассматриваемого вопроса имеется реальная возможность прогнозировать условия работы напорных сооружений и решать практически важные задачи.

Н. Н. ВЕРИГИН,
д-р техн. наук

О КИНЕТИКЕ РАСТВОРЕНИЯ СОЛЕЙ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ В ГРУНТАХ

При строительстве гидротехнических сооружений на горных породах, содержащих воднорастворимые соли (хлориды, сульфаты, карбонаты) существенное значение имеет вопрос о скорости растворения и вымыва солей фильтрационным потоком из пород основания и береговых примыканий сооружений. Тот же вопрос возникает при использовании засоленных грунтов для тела плотин и напорных дамб. При устройстве напорных бетонных сооружений может иметь значение вынос воднорастворимых составляющих из бетона.

Изучение растворения и выноса солей из пород и грунтов в указанных случаях требует привлечения методов физико-химической гидродинамики. В работе [3] было показано, что явление растворения и выноса солей из грунтов при фильтрации воды в них в общем случае описывается уравнением конвективной диффузии с дополнительным членом, учитывающим растворение солей в процессе фильтрации. При этом в большинстве случаев, представляющих практический интерес, критерий Пекле является относительно большим и потому скоростью диффузии по сравнению со скоростью фильтрации можно пренебречь. В этом случае процесс растворения и выноса солей будет описываться уравнением конвекции с указанным выше дополнительным членом. Как показали дальнейшие исследования, этот дополнительный член существенно зависит от характера засоления грунта, а именно от степени дисперсности воднорастворимых солей и их распределения в грунте, определяющих собой величину открытой поверхности солей, омываемой фильтрующейся в грунте водой. Кроме того, оказалось, что уравнение конвекции, сопровождающейся растворением солей, может быть упрощено с помощью отбрасывания относительно малого слагаемого $\frac{\partial c}{\partial t}$. Оба эти обстоятельства позволяют рассматривать кинетику растворения солей при фильтрации с помощью сравнительно простых уравнений, учитывающих, однако, характер засоления грунта и главные особенности явления растворения и выноса солей.

В настоящей работе излагаются эти упрощенные уравнения кинетики растворения солей и приводятся их решения для простейших случаев.

1. Основной закон растворения солей

Как было установлено И. Богуским и Н. Каяндером [12] и подтверждено А. Н. Щукаревым [9], Нойесом и Уитни [10], Бруннером и Толочко [11] и другими исследователями при растворении солей в жидкостях, происходящем в диффузионной области, скорость растворения соли прямо пропорциональна недостатку насыщения жидкости солями данного состава и величине поверхности, на которой происходит реакция растворения, т. е.

$$\delta \frac{\partial w_s}{\partial t} = k (c_m - c) \omega_s, \tag{1,1}$$

где w_s — объем солей, растворившихся в жидкости за время t, в $см^3$;

δ — плотность солей в $г/см^3$;

c_m — концентрация предельного насыщения жидкости солями данного состава в $г/см^3$;

c — концентрация солей в жидкости в момент времени t в $г/см^3$;

ω_s — площадь поверхности соли, на которой происходит растворение, в $см^2$;

k — коэффициент скорости растворения в $см/сек$.

Если растворение соли происходит в постоянном объеме жидкости v_s, то $w_s = \frac{v_s c}{\delta}$ и потому из (1,Г) будет

$$\frac{dc}{dt} = k (c_m - c) \frac{\omega_s}{v_s}, \tag{1,2}$$

откуда при $k \frac{\omega_s}{v_s} \gamma = \text{const}$ получается

$$c = c_m - (c_m - c_0) e^{-\gamma t} \tag{1,3}$$

В работе [3] было показано, что уравнение [1,2] может быть получено, исходя из представлений классической теории диффузии. При этом в некоторых случаях были найдены значения коэффициента скорости растворения k. Так, в случае растворения в покоящейся жидкости двух плоскопараллельных стенок, находящихся на расстоянии $2R$ друг от друга, а также в случае растворения внутренней поверхности цилиндра диаметром $2R$ коэффициент k оказался равным

$$k = \gamma \frac{v_s}{\omega_s} = D \left(\frac{\xi}{R}\right)^2 \frac{v_s}{\omega_s}, \tag{1,4}$$

где в случае параллельных стенок $\xi = 3{,}14$, а в случае цилиндра — $\xi = 2{,}4$ и D — коэффициент диффузии в $см^2/сек$. Принимая

для плоских параллельных стенок длиной a и шириной b

$$v_s = 2Rab,\ \omega_s = 2ab$$

и для цилиндра длиной L

$$v_s = \pi R^2 L,\ \omega_s = 2\pi RL$$

вместо (1,4) получим

$$k = X\frac{D}{R}, \qquad (1,5)$$

где для плоских параллельных стенок $X = 9{,}87$, а для цилиндра $X = 2{,}88$. Аналогичное соотношение получается для растворения в покоящейся жидкости шарообразных воднорастворимых частиц.

В работе [4] было показано, что уравнение [1,1] может быть получено из теории конвективной диффузии. Именно, в случае растворения шара в потоке вязкой жидкости, имеющей постоянную скорость v, интегрирование уравнения конвективной диффузии приводит к следующему выражению для диффузионного потока с поверхности шара

$$J = 7{,}2RD\sqrt[3]{\frac{\nu}{D}}\sqrt{\frac{vR}{\nu}}(c_m - c),\ (\mathrm{Re} > 1) \qquad (1,6)$$

где R — радиус шара, ν — кинематическая вязкость воды и $\mathrm{Re} = \frac{2vR}{V}$.

Приравнивая правые части (1,1) и (1,6) при $\omega_s = 4\pi R^2$ получим

$$k = 0{,}57\, D^{2/3} R^{-1/2} v^{1/2} \nu^{-1/6}. \qquad (1,7)$$

Из (1,5) и (1,7) следует, что константа скорости растворения при молекулярной и конвективной диффузии выражается равенством типа

$$k = AD^{\alpha_1} R^{\alpha_2} v^{\alpha_3} \nu + \chi\frac{D}{R}, \qquad (1,8)$$

где показатели α_{1-4} зависят от условий, в которых происходит растворение. Отметим, что уравнение (1,1) неоднократно использовалось для изучения растворения как при отсутствии конвекции [см., например, 7], так и при наличии ее [1, 2, 5, 6, 9]. При этом было констатировано в общем хорошее совпадение зависимости (1,1) с опытом, хотя в ряде случаев отмечались некоторые расхождения [8].

Применительно к растворению солей при фильтрации воды в пористой среде, и в частности в грунтах, основное уравнение (1,1) удобно несколько видоизменить. Разделим уравнение (1,4) на общий объем пористой среды (грунта), в котором происходит растворение $v_д$, и обозначим

$$\frac{w_s}{v_д} = w;\ \frac{\omega_s}{v_д} = \omega, \qquad (1,9)$$

где w — удельный объем растворенных солей (объем солей, растворенных из единицы объема засоленного грунта за время t) в долях единицы, ω — удельная поверхность солей (открытая омываемая водой поверхность частиц соли в единице объема грунта) в $см^{-1}$.

Положим далее

$$w = \zeta_0 - \zeta, \tag{1,10}$$

где ζ — удельный объем солей, содержащихся в грунте в момент времени t (в долях от единицы объема засоленного грунта); ζ_0 — начальный удельный объем солей, содержащихся в грунте в момент времени $t = 0$ (в долях единицы).

Тогда равенство (1,1) примет вид

$$\delta \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -k (c_m - c) \omega, \tag{1,11}$$

Здесь величины ζ и c зависят от времени t и координат x, y, z.

Удельная поверхность воднорастворимых солей ω, входящая в уравнение (1,11), не зависит от c, но, вообще говоря, зависит от удельного объема солей ζ и, следовательно, от времени и координат. При этом величина ω определяется характером засоления грунта, а именно степенью дисперсности содержащихся в грунте воднорастворимых частиц и условиями их контакта с практически нерастворимым скелетом грунта.

В связи с этим оказывается необходимым рассмотреть различные структуры засоления грунтов и выяснить характер зависимости $\omega = f(\zeta)$ для этих структур. Коэффициент k в (1,11) не зависит от ζ и c, но зависит от скорости фильтрации v, а потому также от проницаемости грунта k_0 и кинематической вязкости воды ν. Кроме того, из приведенных выше формул для k, полученных из уравнений молекулярной и конвективной диффузии, следует, что этот коэффициент должен зависеть от размера пор грунта или диаметра грунтовых частиц d и от коэффициента диффузии D. Таким образом, коэффициент k является функцией всех физических параметров, составляющих безразмерные критерии диффузионной кинетики. Поэтому, естественно, попытаться найти функциональную зависимость $k = f(v, d, D, \nu)$, исходя из критериальных уравнений для реакции растворения, полученных по данным опытов и теоретических соображений, основанных на принципах теории подобия.

2. Характер засоления грунтов и его влияние на эффективную поверхность растворения солей

Из изложенного выше следует, что процесс растворения и выноса солей при фильтрации воды в засоленном грунте зависит от величины открытой для воды поверхности солей, на которой про-

исходит растворение (ω). Величина этой поверхности главным образом определяется следующими двумя факторами:

а) степенью дисперсности частиц воднорастворимых солей. Чем мельче эти частицы, тем больше их общая удельная поверхность ω_m и доступная для воды открытая удельная поверхность ω;

б) характером контакта (соприкосновения) частиц воднорастворимых солей с практически нерастворимым скелетом грунта. Чем меньше поверхность плотного водонепроницаемого контакта между растворимыми частицами соли и нерастворимым скелетом грунта $\omega_к$, тем больше открытая удельная поверхность ω, омываемая водой при фильтрации.

В природе и технике характер засоления грунтов и других пористых сред, через которые происходит фильтрация жидкости, является весьма разнообразным. Часть растворимого вещества может располагаться на поверхности пор или трещин нерастворимого материала в виде более или менее тонких слоев (пленок), причем распределение этих слоев может быть сплошным (непрерывным) или дискретным (прерывным). Такой тип засоления можно назвать поверхностным (или пленочным). Другая часть растворимого вещества может быть дисперсно рассеяна в массе нерастворимого материала в виде отдельных частиц, причем это рассеяние также может быть непрерывным или дискретным. Этот тип засоления может быть назван объемным (дисперсным).

В грунтах для большинства случаев, представляющих практический интерес, преобладает либо первый, либо второй тип засоления. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть структурные особенности и характер зависимости $\omega = f(\zeta)$ для двух предельных типов засоленности горных пород — поверхностного и дисперсного.

I тип (поверхностная засоленность)

В этом случае воднорастворимые соли располагаются только на поверхности нерастворимого скелета породы в виде сплошного или прерывающегося слоя, плотно соединенного со скелетом. Если такие слои прерывны, то предполагается, что число их достаточно велико и они распределены в породе закономерно или беспорядочно (в статическом смысле). Подобный тип засоления встречается в скальных породах, когда воднорастворимые соли выстилают внутреннюю поверхность трещин (трещинное засоление). В рыхлых грунтах к этому типу засоленности близко подходит случай, когда воднорастворимые соли составляют внешнюю оболочку грунтовых частиц, образовавшуюся при обменных реакциях или кристаллизации, осложненной сорбционными и другими поверхностными процессами (пленочное засоление грунтов).

При пленочном засолении поверхность контакта между растворимой и нерастворимой частями породы (грунта) является практически водонепроницаемой. Поверхность этого плотного водонепроницаемого контакта между растворимой и нераствори-

мой частями породы $\omega_к$ здесь относительно велика. При постоянной толщине слоя водорастворимых солей эта поверхность составляет половину от полной поверхности водорастворимого материала ω_m.

Открытая поверхность водорастворимых солей ω здесь меньше, чем в случае дисперсного засоления. При постоянной толщине растворимого материала она равна половине его полной поверхности ω_m. При фильтрации воды через такую породу в процессе растворения солей их открытая удельная поверхность ω с течением времени практически не меняется.

В случае засоления трещиноватых горных пород при средней толщине слоя растворимых солей, выстилающих открытые трещины, h удельная поверхность ω будет равна

$$\omega = \frac{\zeta}{h} = \frac{\zeta_0}{h_0}, \qquad (2,1)$$

где ζ_0 и h_0 — удельный объем растворимых солей в породе и средняя толщина их слоя до начала фильтрации (при $t = 0$). В случае пленочного засоления грунта со средним диаметром нерастворимых частиц d_1 и средней толщиной растворимой солевой пленки до начала фильтрации h_0 имеем[1]

$$\omega = \pi (d_1 + h)^2 n; \quad \zeta = \frac{\pi}{6}\left[(d_1 + h)^3 - d_1^3\right] n;$$

$$\zeta_0 = \frac{\pi}{6}\left[(d_1 + h_0)^3 - d_1\right] n, \qquad (2,2)$$

где n — число частиц грунта в единице его объема;

h — толщина слоя солей (солевой пленки) в момент времени $t > 0$;

Из второго и третьего равенства (2,2) имеем

$$n = \frac{6}{\pi} \cdot \frac{\zeta_0}{\left[(d_1 + h_0)^3 - d_1^3\right]} \approx \frac{2}{\pi} \cdot \frac{\zeta_0}{d_1^2 h_0};$$

$$h = \left\{\frac{\zeta}{\zeta_0}\left[(d_1 + h_0)^3 - d_1^3\right] + d_1^3\right\}^{1/3} - d_1 \qquad (2,3)$$

и потому из третьего равенства (2,2) будет

$$\omega = 6 \frac{\zeta_0}{\left[(d_1 + h_0)^3 - d_1^3\right]^{1/3}} \left[\frac{\zeta}{\zeta_0} + \frac{d_1^3}{(d_1 + h_0)^3 - d_1^3}\right]^{2/3} \approx 2\frac{\zeta_0}{h_0}. \qquad (2,3а)$$

Приближенное значение ω при $\frac{h_0}{d_1} \leqslant 25$ справедливо с точностью до 5%. Таким образом, при поверхностной засоленности пор и трещин породы эффективная удельная поверхность солей

[1] Здесь, а также ниже в (2,5), коэффициент формы частиц грунта принят равным 1.

ω может считаться не зависящей от ζ и приближенно равной постоянной величине

$$\omega = (1 \div 2)\frac{\zeta_0}{h_0}, \qquad (2,4)$$

где значение числового коэффициента для трещиноватых пород равно 1, а для рыхлых пород — 2.

II тип (дисперсная засоленность)

В этом случае отдельные частицы воднорастворимых солей закономерно или беспорядочно рассеяны в массе практически нерастворимых частиц грунта. Подобный тип засоления встречается в песчаных, глинистых и лессовидных грунтах, причем вкрапления растворимых солей могут иметь характер весьма тонкого дисперсного материала, измеряемого долями миллиметра, или более крупных образований в виде стяжений, друз и журавчиков размерами до десятков сантиметров. При дисперсном засолении контакты между растворимыми и нерастворимыми частицами имеют преимущественно точечный характер. Ввиду этого поверхность плотного водонепроницаемого контакта между растворимыми и нерастворимыми частицами $\omega_к$ здесь относительно невелика. В предельном случае точечных контактов между растворимыми и нерастворимыми частицами грунта эта поверхность равна нулю.

Открытая поверхность воднорастворимых солей ω в данном случае значительно больше, чем при поверхностном засолении. При точечных контактах частиц грунта эта поверхность равна полной поверхности ω_m. При фильтрации воды через такой грунт в процессе растворения и выноса солей их открытая поверхность уменьшается со временем. Если в единице объема рассматриваемого грунта содержится n воднорастворимых частиц средним диаметром до начала фильтрации (при $t = 0$) d_0 и во время фильтрации (при $t > 0$) d, то величины ω, ζ и ζ_0 выразятся следующим образом:

$$\omega = \pi d^2 n; \quad \zeta = \frac{1}{6}\pi d^3 n; \quad \zeta_0 = \frac{1}{6}\pi d_0^3 n. \qquad (2,5)$$

Решая эти три уравнения относительно n, d и ω, получим

$$n = \frac{6\zeta_0}{\pi d_0}; \quad d = d_0\left(\frac{\zeta}{\zeta_0}\right)^{1/3};$$

$$\omega = 6\frac{\zeta_0}{d_0}\left(\frac{\zeta}{\zeta_0}\right)^{2/3} = 6\frac{\zeta_0^{1/3}}{d_0}\zeta^{2/3}. \qquad (2,6)$$

Из последнего уравнения следует, что для дисперсного засоления грунта эффективная удельная поверхность ω прямо пропорциональна $\zeta^{2/3}$.

Сравним далее величины открытой поверхности солей для поверхностного и дисперсного засоления при одинаковом начальном удельном объеме солей ζ_0.

Приравнивая выражения ζ_0 по (2,2) и (2,5), найдем

$$d_0^3 = (d_1 + h_0)^3 - d_1^3. \qquad (2,7)$$

Принимая в последнем равенстве (2.6) $\zeta = \zeta_0$ и разделив (2,3а) на (2,6), получим

$$\frac{\omega_п}{\omega_д} = \frac{1}{3} \cdot \frac{d_0}{h_0} = \frac{1}{3} \sqrt[3]{\left(\frac{d_1}{h_0} + 1\right)^3 - \left(\frac{d_1}{h_0}\right)^3}. \qquad (2,8)$$

Из этого соотношения следует, что при $d_0 = h_0$ открытая начальная поверхность солей при поверхностном засолении в 3 раза меньше той же поверхности при дисперсном засолении.

Выше к открытой удельной поверхности солей ω мы относили полную поверхность солей $\omega_п$ за вычетом из нее поверхности плотного водонепроницаемого контакта между воднорастворимыми солями и практически нерастворимой породой $\omega_к$. Однако, помимо этого контакта, в засоленных грунтах имеет место поверхность соприкосновения друг с другом воднорастворимых частиц, также часто являющаяся плотной и водонепроницаемой.

Чтобы из открытой поверхности растворимых солей исключить площадь таких контактов, необходимо ввести коэффициент доступности открытой поверхности солей для воды η. Тогда, объединяя полученные результаты, окончательно имеем следующее выражение для эффективной поверхности растворения ω

$$\omega = \eta M_0 \zeta^n, \qquad (2,9)$$

где η — коэффициент доступности поверхности солей для воды (в долях единицы);

M_0 — постоянная, при поверхностном засолении равная 2 и при дисперсно объемном — $6 \frac{\zeta_0^{1/3}}{d_0}$;

n — показатель степени, равный для поверхностного засоления 0, а для дисперсного засоления — $^2/_3$ (при некоторых особых видах засоления возможны случаи, когда будет $n > ^2/_3$).

3. Критериальные уравнения кинетики растворения и зависимость коэффициента k от скорости фильтрации и физических параметров

В последние годы многие исследователи выполняли опыты с растворением различных кристаллов в потоке жидкости [4, 5, 6, 7 и др.]. В большинстве этих опытов реакция растворения происходила в диффузионной области, в которой истинная скорость реакции превышает скорость диффузии на поверхности растворяющегося тела и потому растворение определяется более медленным процессом диффузии вещества.

По данным опытов и теоретических соображений, основанных на принципах теории подобия, различными исследователями были выведены критериальные уравнения растворения твердого тела в жидкости, устанавливающие зависимость между безразмерными критериями Нуссельта, Рейнольдса и Прандтля.

Эти критериальные уравнения приведены ниже в табл. 1*.

Таблица 1

Автор	Характеристика опытов	Критериальные уравнения
Давье [5]	Поток жидкости вдоль поверхности кристалла	$Nu = 0{,}97\ Re^{0,5}\ Pr^{0,37}$
А. Б. Здановский [6]	Отдельные кристаллы в потоке жидкости	$Nu = Re^{2/3}\ Pr^{1/3}$
Г. А. Аксельруд [4]	Шар в потоке жидкости	$Nu = 1{,}08\ Re^{1/3}\ Pr^{1/3}\ (Re > 1)$ $Nu = 0{,}8\ Re^{1/2}\ Pr^{1/3}\ (Re > 1)$
Эккерт [8]	Нет данных	$Nu = 0{,}81\ Re^{1/2}\ Pr^{0,37}$
А. Е. Орадовская	Фильтрация через засоленный песчаный грунт	$Nu = (0{,}1—0{,}2)\ Re^{0,5}\ Pr^{0,33}$

В этой таблице

$$Nu = \frac{kd}{D};\quad Re = \frac{v_д d}{\nu};\quad Pr = \frac{\nu}{d}, \qquad (3{,}1)$$

где d — характерный линейный размер растворяющегося тела в *см*;

D — коэффициент диффузии в *см²/сек*;

$v_д$ — истинная скорость движения жидкости в *см/сек*;

ν — кинематическая вязкость жидкости в *см²/сек*.

Приведенные критериальные уравнения описывают явление растворения для различных гидродинамических условий: при вынужденной конвекции вблизи кристаллов, создаваемой мешалками, для потока жидкости вдоль поверхности кристалла, при обтекании кристаллов потоком жидкости, для фильтрации через пористые растворимые тела.

Несмотря на столь разнообразную гидродинамическую обстановку опытов, общий вид критериального уравнения остается неизменным, а показатели степени при входящих в него безразмерных параметрах, хотя и зависят от гидродинамических условий опытов, но изменяются сравнительно мало. Так, показатель степени при числе Рейнольдса колеблется от $^1/_3$ до $^2/_3$, а в среднем равен 0,5. Показатель степени при числе Прандтля у всех исследователей отличался замечательным постоянством и был равен при-

* Таблица составлена А. Е. Орадовской.

мерно 1/3. Как указано в работе Давье [5], Эккертом из теоретических соображений этот показатель был определен равным 0,37. В критериальных уравнениях Г. А. Аксельруда [4] показатели степени при Re и Pr найдены из решения уравнения конвективной диффузии для шара, обтекаемого жидкостью. Однако большинство опытов, из которых были получены указанные выше критериальные зависимости, выполнялись при сравнительно больших скоростях течения жидкости; поэтому при анализе данных этих опытов осталось незамеченным то обстоятельство, что с уменьшением скорости течения $v_д$ критерий Нуссельта стремится к некоторому конечному пределу. В самом деле, при отсутствии вынужденных и свободных конвекций жидкости, когда растворение сопровождается чисто молекулярной диффузией, константа скорости растворения k, очевидно, не может быть равной нулю, как это следует из приведенных выше критериальных зависимостей.

При скорости течения $v_д = 0$ величина k определяется соотношением типа (1,5). Поэтому при малых скоростях течения, характерных для фильтрации жидкости в пористой среде, критериальное уравнение должно иметь вид

$$\mathrm{Nu} = A\,\mathrm{Re}^{\alpha_1}\,\mathrm{Pr}^{\alpha_2} + \chi. \tag{3,2}$$

Здесь безразмерная постоянная χ, как это следует из (1,5), зависит от геометрической формы растворяющихся тел и их размещения в массе жидкости. Зависимость (3,2) подтверждается опытами с фильтрацией воды через засоленные грунты. Принимая показатели степени при Re и Pr равными соответственно 1/2 и 1/3, имеем

$$\mathrm{Nu} = A\,\mathrm{Re}^{1/2}\,\mathrm{Pr}^{1/3} + \chi. \tag{3,3}$$

Подставим сюда (3,1), имея в виду, что для пористой среды

$$v_д = \frac{v}{m}, \tag{3,4}$$

где v — скорость фильтрации, а m — пористость грунта.

Тогда, решая (3,3) относительно k, найдем

$$k = A\left(\frac{D^4}{\nu}\right)\left(\frac{v}{md}\right)^{1/2} + \chi\frac{D}{d}. \tag{3,5}$$

Зависимость (3,5) принципиально аналогична полученному выше из теоретических решений для молекулярной и конвективной диффузии равенству (1,8). При поверхностном засолении грунта в качестве характерного линейного размера примем величину диаметра частиц грунта, имеющих солевую оболочку d_1+h, где d_1 — диаметр нерастворимых частиц и h — толщина растворимой солевой пленки. При дисперсном засолении грунта характерным линейным размером будем считать величину диаметра растворимых солевых частиц d. Тогда, имея в виду, что

$$d_1 + h \approx d_1 \left(\text{при } \frac{h}{d_1} < \frac{1}{25}\right),$$

а также на основании (2,6)

$$d = \left(\frac{\zeta}{\zeta_0}\right)^{1/3} d_0$$

из (3,5) получим следующие значения k:
для поверхностного засоления

$$k_s = A\left(\frac{D^4}{\nu}\right)^{1/6} \sqrt{\frac{v}{d_1 m}} + \chi \frac{D}{d_1}; \qquad (3,6)$$

для дисперсного засоления

$$k_v = A\left(\frac{D^4}{\nu}\right)^{1/6} \left(\frac{\zeta_0}{\zeta}\right)^{1/6} \sqrt{\frac{v}{d_0 m}} + \chi \frac{D}{d_0}\left(\frac{\zeta_0}{\zeta}\right)^{1/3}. \qquad (3,7)$$

Здесь пористость грунта m можно считать неизменной и равной начальной пористости грунта m_0. Из этих уравнений вытекает, что константа скорости диффузии пропорциональна квадратному корню из скорости конвекции v и, кроме того, для дисперсного засоления обратно пропорциональна содержанию солей ζ.

4. Основные уравнения растворения и вымыва солей при фильтрации в пористой среде

Явление растворения и выноса солей при фильтрации воды в пористой среде может быть описано системой дифференциальных уравнений в частных производных. В состав этой системы входят уравнение растворения солей, уравнения сохраняемости массы солей и фильтрующейся жидкости, а также уравнения движения солей и жидкости в пористой среде [3]. Ниже рассматриваются все эти уравнения.

Уравнение растворения солей

Вводя в уравнение (1,11) выражение ζ из уравнения (2,9), значение k из уравнений (3,6) и (3,7), получим:

$$\delta \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\gamma (c_m - c)\zeta^n, \qquad (4,1)$$

где для поверхностного засоления грунтов $n = 0$ и

$$\gamma = 2\eta \frac{\zeta_0}{h_0}\left[A\left(\frac{D^4}{\nu d_1^8}\right)^{1/6} \sqrt{\frac{v}{m_0}} + \chi \frac{D}{d_1}\right], \qquad (4,2)$$

а для дисперсного засоления грунтов $n = 1/2$ и

$$\gamma = 6\eta \frac{\sqrt{\zeta_0}}{d_0}\left[A\left(\frac{D^4}{\nu d_0^3}\right)^{1/6} \sqrt{\frac{v}{m_0}} + \chi \frac{D}{d_0}\left(\frac{\zeta_0}{\zeta}\right)^{1/6}\right]. \qquad (4,3)$$

Из уравнений (4,1)—(4,3) следует, что при поверхностном засолении грунта скорость растворения солей $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ зависит от де-

фицита насыщения воды солями данного состава $c_m - c$ и от истинной скорости фильтрации $\frac{v}{m_0}$. При дисперсном засолении эта скорость зависит, кроме того, от содержания солей в грунте ζ.

Коэффициент пропорциональности γ, называемый нами в дальнейшем коэффициентом растворения, также зависит от истинной скорости $\frac{v}{m}$ и содержания солей ζ. Ввиду этого целесообразно ввести некоторые параметры процесса растворения и выноса солей β и ρ, которые не зависели бы от v, ζ, c, времени и координат.

Выделяя в (4,2) и (4,3) члены, не зависящие от $\dot{v}$ и ζ, получим:

для поверхностного засоления грунтов

$$\gamma = \beta_s \sqrt{v} + \rho_s; \tag{4,4}$$

$$\beta_s = 2A \frac{\zeta_0}{h_0} \left(\frac{D^4}{\nu d_1^3 m_0^3} \right)^{1/6} \eta; \quad \rho_s = 2\chi \frac{\zeta_0}{h_0} \cdot \frac{D}{d_1} \eta; \tag{4,5}$$

для дисперсного засоления грунтов

$$\gamma = \beta_v \sqrt{v} + \rho_v \zeta^{-1/6}, \tag{4,6}$$

где

$$\left.\begin{aligned} \beta_v &= 6A \left(\frac{D^4 \zeta_0^3}{\nu d_0^9 m_0^3} \right)^{1/6} \eta; \\ \rho_v &= 6\chi \frac{D}{d_0^2} \zeta_0^{2/3} \eta. \end{aligned}\right\} \tag{4,7}$$

Здесь пористость m принята постоянной и равной m_0. Параметр β имеет размерность $(см.\ сек)^{-1/2}$, а параметр ρ — $(сек.)^{-1}$. Эти параметры зависят только от физико-механических свойств грунта, воды и солей (d_0, d_1, m_0, ν, D, ζ_0). При расчете растворения и выноса солей величины β и ρ следует определять непосредственно из опыта.

В случае больших скоростей фильтрации в уравнениях (4,4) и (4,6) можно принимать ρ_s и $\rho_v \approx 0$.

В случае малых скоростей фильтрации можно считать, что в уравнениях (4,4) и (4,6) $v \approx 0$. Для этого случая в работе [3] выполнено исследование промывания засоленных почв.

Уравнения движения и сохранения массы воднорастворимых солей

Уравнение движения солей выражает зависимость массовой скорости миграции солей u от скорости фильтрации воды v, кон-

центрации солей в воде c и градиента концентрации $\frac{\partial c}{\partial x}$. Для линейной задачи это уравнение имеет вид

$$u = -vc + Dm\frac{\partial c}{\partial x}, \tag{4,8}$$

где m — пористость грунта;

D — коэффициент диффузии ($см^2/сек$).

Первое слагаемое в правой части этого уравнения выражает собой перемещение солей под действием фильтрации (конвективная составляющая скорости u). Второе слагаемое в правой части (4,8) определяет собой перемещение солей под влиянием диффузии (диффузионная составляющая скорости u).

Вследствие растворения солей при фильтрации воды в грунтах концентрация солей c возрастает по направлению движения воды и потому скорости конвективного и диффузионного движения солей в уравнении (4,8) имеют разные знаки.

Уравнение сохраняемости массы солей для линейного потока вдоль оси x с поперечным сечением, равным единице, можно записать в виде следующего интегрального соотношения:

$$\int_0^t (u_0 - u)\,dt + \delta\int_0^x (\zeta - \zeta_0)\,dx + \int_0^x (mc - m_0 c_1)\,dx = 0, \tag{4,9}$$

где ζ_0, m_0 и c_1 — начальное содержание солей в грунте, начальная пористость грунта и начальная концентрация солей (при времени $t = 0$);

u_0 — массовый расход солей во входном сечении потока (при $x = 0$).

В этом соотношении первое слагаемое равно разности масс солей, вошедших в элемент грунта длиной x и вышедших из этого элемента за время t; второе слагаемое равно приращению содержания солей в твердой фазе в пределах элемента грунта длиной x за время t; третье слагаемое равно приращению концентрации солей в жидкой фазе (в воде) в пределах того же элемента за то же время.

При $m = \text{const}$, $v = \text{const}$ и $D = 0$ уравнение (4,9) с учетом (4,8) можно написать в таком виде:

$$v\int_0^t (c - c_0)\,dt + \delta\int_0^x (\zeta - \zeta_0)\,dx + m_0\int_0^x (c - c_0)\,dx = 0. \tag{4,10}$$

Дифференцируя (4,9) по x и t, получим

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \delta\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial (cm)}{\partial t} = 0. \tag{4,11}$$

В этом уравнении первое слагаемое равно приращению массового расхода солей в пределах бесконечно-малого элемента потока длиной dx; второе слагаемое в нем выражает уменьшение

содержания солей в твердой фазе в пределах элемента длиной dx; третье слагаемое равно изменению содержания солей в жидкой фазе в пределах того же элемента. Подставляя выражение (4,8) в (4,11), получим объединенное уравнение движения и сохранения массы солей

$$-\frac{\partial (vc)}{\partial x} + D\frac{\partial}{\partial x}\left(m\frac{\partial c}{\partial x}\right) - \delta\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial (cm)}{\partial t}, \qquad (4,12)$$

где v, c, ζ и m — в общем случае являются функциями x и t.

Уравнения движения и сохранения массы воды

Уравнение движения воды в пористой среде в случае пренебрежения силами инерции имеет вид

$$v = -\frac{k_0}{\nu} g \frac{\partial h}{\partial x}, \qquad (4,13)$$

где k_0 — проницаемость грунта в $см^2$;
ν — кинематическая вязкость воды в $см^2/сек$;
g — ускорение силы тяжести;
h — напор фильтрующейся воды в $см$.

Величина проницаемости грунта выражается следующим образом

$$k_0 = 0{,}0055\left(\frac{d}{\alpha}\right)^2 \frac{m^3}{(1-m)^2}; \qquad (4,14)$$

здесь d — диаметр частиц грунта; α — коэффициент их формы. Пористость m, входящая в уравнения (4,8)—(4,14), связана с удельным объемом солей ζ следующим геометрическим соотношением:

$$m = m_0 + \zeta_0 - \zeta. \qquad (4,15)$$

Уравнение сохраняемости массы воды будет

$$\frac{\partial (\rho v)}{\partial x} + \frac{\partial\left[\rho m\left(1-\frac{c}{\delta}\right)\right]}{\partial t} = 0, \qquad (4,16)$$

где ρ — плотность воды в $г/см^3$;
δ — плотность солей в $г/см^3$.

Равенство (4,16) отличается от обычного уравнения неразрывности для фильтрации жидкости в пористой среде множителем $1-\frac{c}{\delta}$. Этот множитель учитывает то обстоятельство, что в единице объема пор грунта содержится $1-\frac{c}{\delta}$ чистой воды и $\frac{c}{\delta}$ растворенных в воде солей.

Если значение v из (4,13) подставить в (4,16), то мы получим объединенное уравнение движения и сохраняемости массы воды.

Вязкость воды μ зависит от концентрации солей в воде, но с изменением концентрации меняется мало. Так, при температуре 10° с увеличением концентрации воды от 0 до 60 *г/л* абсолютная вязкость μ изменяется от 1,22 до 1,32 сантипуаза. Кинематическая вязкость $\nu = \mu/\rho$ изменяется еще меньше. Коэффициент диффузии D приблизительно обратно пропорционален вязкости раствора, т. е. также изменяется незначительно. Ввиду этого можно считать, что величины μ и D не зависят от c, а следовательно, от x, t и являются постоянными.

Плотность воды ρ через уравнение состояния однозначно связана с давлением в воде $p = \rho g\ (h - z)$. Отсюда следует, что к полученным выше уравнениям необходимо еще добавить соотношение вида

$$\rho = f(p) = f(h). \tag{4,17}$$

Равенство (4,17) обычно принимается в виде линейной зависимости ρ от p. Таким образом, мы имеем семь уравнений: (4,1), (4,12), (4,13), (4,14), (4,15), (4,16) и (4,17) с независимыми переменными v, c, ζ, h, ρ, m и k_0, составляющими замкнутую систему. Эта система уравнений справедлива только в том случае, если в процессе растворения и выноса солей не происходит существенных деформаций породы, вызванных этим процессом. Последнее может иметь место в трещиноватых скальных породах, а также в таких агрегатированных грунтах, у которых прочность связей между частицами мало зависит от содержания в них воднорастворимых солей.

В связных и несвязных грунтах в процессе растворения и выноса солей всегда происходит осадка (уплотнение) грунта. В соответствии с этим увеличение пористости грунта m под влиянием выноса солей отчасти компенсируется уменьшением ее вследствие уплотнения под действием остающихся неизменными внешних сил.

Ввиду этого в процессе растворения и выноса солей из связных и несвязных грунтов пористость их остается приблизительно постоянной ($m_0 = \text{const}$).

Согласно уравнению (4,14), проницаемость грунта k_0 в процессе растворения солей вследствие увеличения пористости должна возрастать. Под влиянием уменьшения эффективного диаметра частиц грунта d она должна уменьшаться. Если пористость возрастает медленнее, чем уменьшается эффективный диаметр (что может иметь место, например, вследствие описанного выше проседания и уплотнения грунта в процессе растворения и выноса солей), то проницаемость k_0 будет изменяться мало и ее можно считать постоянной ($k_0 = \text{const}$).

При концентрациях $c \leqslant 100$ *г/л* величина $\frac{c}{\delta}$ в уравнении (4,16) составит не более 0,04—0,05 и потому по сравнению с единицей этой величиной можно пренебречь.

Принимая в уравнениях (4,12), (4,13) и (4,16) $m=m_0=\text{const}$, $k_0=\text{const}$ и $\frac{c}{\delta}=0$, получим следующие две системы уравнений:

$$v=-\frac{k_0 g}{\nu}\cdot\frac{\partial h}{\partial x};\quad \frac{\partial(\rho v)}{\partial x}=m_0\frac{\partial\rho}{\partial t};\quad \rho=f(h) \tag{4,18}$$

с независимыми переменными h, ρ, v
и систему

$$Dm_0\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}-\frac{\partial(vc)}{\partial x}-\delta\frac{\partial\zeta}{\partial t}=m_0\frac{\partial c}{\partial t};$$

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}=-\frac{\gamma}{\delta}(c_m-c)\zeta^n;\quad \gamma=\beta\sqrt{v}+\rho \tag{4,19}$$

с независимыми переменными c, ζ.

Обе системы можно рассматривать отдельно друг от друга Первая система описывает движение воды в пористой среде и интегрируется с помощью методов, известных в теории фильтрации. Вторая система описывает движение солей в грунте и интегрируется следующим образом. Найдя значение $v(x,t)$ из (4,18) и подставив в (4,19), далее решают вторую систему и находят величины $c(x, t)$ и $\zeta(x, t)$.

Во многих практических задачах воду можно считать несжимаемой. Тогда плотность воды ρ не будет зависеть от давления и уравнение состояния примет вид

$$\rho=\text{const}. \tag{4,20}$$

В этом случае первая и вторая системы принимают вид

$$\frac{\partial v}{\partial x}=0;v=-\frac{k_0 g}{\nu}\frac{\partial h}{\partial x} \tag{4,21}$$

или

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}=0, \tag{4,22}$$

а также

$$Dm_0\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}-v\frac{\partial c}{\partial x}-\delta\frac{\partial\zeta}{\partial t}=m_0\frac{\partial c}{\partial t};$$

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}=-\frac{\gamma}{\delta}(c_m-c)\zeta^n, \tag{4,23}$$

или при $n=0$ [3]

$$Dm_0\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}-v\frac{\partial c}{\partial x}+\gamma(c_m-c)=m_0\frac{\partial c}{\partial t}. \tag{4,24}$$

Таким образом, в этом случае движение воды описывается уравнением (4,21), из которого следует, что скорость фильтрации v не зависит от x, а зависит только от времени или является постоянной.

Найдя v из (4,21) и подставив в (4,23), далее из (4,23) определяются $c(x, t)$ и $\zeta(x, t)$.

Для плоских и пространственных задач уравнения (4,22) и (4,24) имеют вид [3]

$$\nabla^2 h = 0; \tag{4,25}$$

$$Dm_0 \nabla^2 c - v_x \frac{\partial c}{\partial x} - v_y \frac{\partial c}{\partial y} - v_z \frac{\partial c}{\partial z} + \gamma (c_m - c) = m_0 \frac{\partial c}{\partial t}, \tag{4,26}$$

где ∇^2 — оператор Лапласа.

Равенство (4,26) является уравнением конвективной диффузии, дополненным линейным членом $\gamma(c_m - c)$, учитывающим растворение солей [3]. При отсутствии в грунте воднорастворимых солей этот член выпадает ($\gamma = 0$). При больших значениях критерия Пекле $\mathrm{Pe} = \frac{vd}{D}$, когда скорость фильтрации значительно больше скорости диффузии, в (4,12) и (4,23) можно принять $D = 0$. Кроме того, ввиду малости члена $\frac{\partial c}{\partial t}$ им можно пренебречь. Тогда получим систему уравнений

$$v \frac{\partial c}{\partial x} + \delta \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0; \tag{4,27}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\gamma}{\delta} (c_m - c) \zeta^n; \quad \gamma = \beta \sqrt{v} + \rho,$$

которая решается при скорости v, найденной из (4,21).

Для плоских и пространственных задач система (4,27) имеет вид

$$v_x \frac{\partial c}{\partial x} + v_y \frac{\partial c}{\partial y} + v_z \frac{\partial c}{\partial z} + \delta \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0; \tag{4,28}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\gamma}{\delta} (c_m - c) \zeta^n; \quad \gamma = \beta \sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2} + \rho.$$

Интересно отметить, что система уравнений (4,27) может быть получена из более общих уравнений (4,1), (4,12), (4,13), (4,14), (4,15) и (4,16) без допущения о постоянстве пористости грунта m и проницаемости его k_0.

Вводя (4,15) в (4,16) и считая $\frac{c}{\delta} = 0$ и $\rho = \mathrm{const}$, имеем

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial \zeta}{\partial t}. \tag{4,29}$$

Подставляя (4,15) в (4,12) и учитывая (4,29), получим

$$D (m_0 + \zeta_0 - \zeta) \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - D \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial c}{\partial x} - v \frac{\partial c}{\partial x} - \delta \frac{\partial \zeta}{\partial t} = (m_0 + \zeta_0 - \zeta) \frac{\partial c}{\partial t}. \tag{4,30}$$

Вводя (4,15) в (4,14) и (4,14) в (4,13), имеем

$$v = -0{,}0055\frac{g}{\nu}\left(\frac{d}{a}\right)^2\frac{(m_0+\zeta_0-\zeta)^3}{(1-m_0-\zeta_0+\zeta)^2}\cdot\frac{\partial h}{\partial x}. \qquad (4{,}31)$$

Кроме того, согласно (4,1), имеем

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -\frac{\gamma}{\delta}(c_m - c)\zeta^n\ ;\ \gamma = \beta\sqrt{v} + \rho. \qquad (4{,}32)$$

Последние четыре равенства с независимыми переменными c, ζ, v и h также составляют замкнутую систему уравнений.

При $D \approx 0$ и $\frac{\partial c}{\partial t} \approx 0$ из (4,29) и (4,30) получим

$$\frac{\partial v}{\partial x} = -\frac{v}{\delta}\cdot\frac{\partial c}{\partial x}$$

или

$$\ln v = -\frac{c}{\delta} + \varphi(t). \qquad (4{,}33)$$

Так как $\frac{c}{\delta} \approx 0$, то, следовательно, скорость фильтрации не зависит от координаты x и потому вместо (4,29) будет $\frac{\partial v}{\partial x} = 0$. Тогда из (4,30) и (4,32) получим два уравнения с независимыми переменными ζ и c

$$v\frac{\partial c}{\partial x} + \delta\frac{\partial\zeta}{\partial t} = 0; \qquad (4{,}34)$$

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -\frac{\gamma}{\delta}(c_m - c)\zeta^n\ \left(\gamma = \beta\sqrt{v} + \rho\right),$$

где скорость $v = f(t)$ (или $v = \text{const}$) является заданной.

Решив эту систему при тех или иных начальных и граничных условиях, далее по уравнению (4,31) при известных $\zeta(x, t)$ и $v(t)$ находится напор $h(x, t)$. Таким образом, в этом случае пористость грунта m и проницаемость его k_0 считаются переменными величинами, возрастающими в процессе растворения и выноса солей.

В дальнейшем мы принимаем в качестве основных уравнений, описывающих растворение и вынос солей при фильтрации воды в грунтах, уравнения (4,34) или (4,27). Из этих уравнений непосредственно вытекает, что процесс растворения и выноса солей должен состоять из различных стадий (фаз). В самом деле, если во втором уравнении (4,34) для входного сечения фильтрующего грунта (x=0) принять $c(0,t) = c_0$=const, то это уравнение можно

интегрировать непосредственно. Из интеграла этого уравнения вытекает, что при $n<1$ (и, в частности, при $n=0$ и 0,5) время полного растворения солей на входе воды в грунт является конечным, а при $n\geqslant 1$—это время оказывается бесконечно большим. Следовательно, для выделенных нами типов засоления грунтов, когда $n=0$ и $1/2$, процесс растворения и выноса должен состоять из двух стадий (фаз). В начальной стадии в области входа воды в грунт еще не произошло полного растворения и выноса солей. В последующей стадии в этой области все соли оказываются растворенными и вынесенными из грунта. В это время здесь должна образоваться зона полного рассоления грунта A, возрастающая со временем. Именно такая картина получается из решений системы (4,34) при $v=\text{const}$. Эти же особенности кинетики растворения и выноса получены в опытах А. Е. Орадовской (институт Водгео).

При решении системы (4,34) могут быть поставлены различные начальные и граничные условия.

Отличительной особенностью этих условий являются следующие обстоятельства:

а) начальные условия принимаются в виде заданного начального распределения засоления грунта $\zeta\ (o, x) = \zeta_0(x)$. Начальное распределение концентрации $c(0, x)$ формируется в результате насыщения грунта водой и потому определяется из уравнений (4,34) в зависимости от условий этого насыщения;

б) граничное условие на входе воды в засоленный грунт может быть принято в виде заданной функции $c(0, t) = c_0(t)$. Но тогда содержание солей на входе воды в грунт $\zeta(0, t)$ уже не может быть принято произвольным, а определяется из второго уравнения (4,34) при заданном $c_0(t)$;

в) граничное условие на выходе воды из грунта при бесконечно большой длине потока может быть принято в виде $c(\infty, t) = c_m$. Иначе говоря, можно считать, что на большом расстоянии от входа воды в грунт концентрация солей в воде становится равной предельному насыщению; тогда из второго уравнения (4,34) следует, что $\frac{\partial\zeta}{\partial t} = 0$ и, следовательно, содержание солей в грунте на большом расстоянии от входа воды в грунт не меняется, оставаясь равным начальному содержанию, т. е. $\zeta(\infty, t) = \zeta_0(\infty)$. Что касается значений c и ζ на конечных расстояниях от входа воды в грунт, то они не могут быть заданы заранее и определяются уже из решения задачи.

Этим рассмотрение растворения и выноса солей без учета диффузии ($D = 0$) отличается от рассмотрения тех же явлений с учетом диффузии, когда на выходе воды из грунта может быть задано произвольное значение c или задано условие $\frac{\partial c}{\partial x} = 0$ (подробнее об этом см. [3]). Таким образом, начальные и граничные условия для c и ζ взаимно обусловлены (т. е. при заданном c величина ζ определяется из уравнений и обратно).

5. Растворение и вымыв солей при фильтрации воды в грунтах с пленочным (поверхностным) засолением

Рассмотрим растворение и вымыв солей при пленочном засолении грунтов, когда эффективная поверхность солей может считаться постоянной. При этом будем изучать линейную (одномерную) задачу, для которой скорости $v_z = v_y = 0$ и $v_x = v$. В этом случае полученные выше уравнения растворения и постоянства массы солей имеют вид

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\gamma}{\delta}(c_m - c); \tag{5,1}$$

$$v\frac{\partial c}{\partial x} + \delta\frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0, \tag{5,2}$$

где γ зависит от v согласно равенству (4,4).

Примем, что фильтрация воды в засоленном грунте является установившейся и равномерной. Тогда скорость фильтрации v не будет зависеть от времени и координат ($v = \text{const}$). Будем считать, что засоленный грунт представляет собой полуограниченное пористое тело, которое в начальный момент времени $t = 0$ имеет засоленность $\zeta_0 = \text{const}$.

При $t = 0$ через внешнюю границу этого тела начинается поступление воды, имеющей постоянную концентрацию c_0 и постоянную скорость v.

При таких условиях рассмотрим последовательно первую и вторую стадии растворения и выноса солей из грунта.

Первая стадия. Начальное условие для первой стадии (при $t=0$) выразится таким образом:

$$\zeta(x, 0) = \zeta_0 = \text{const}. \tag{5,3}$$

Граничные условия для этой стадии будут:

а) на входе воды в грунт ($x = 0$)

$$c(0, t) = c_0 = \text{const} \tag{5,4}$$

и на основании (6,1) при $c = c_0$

$$\zeta(0, t) = \zeta_0 - \frac{\gamma}{\delta}(c_m - c_0)t; \tag{5,5}$$

б) на выходе воды из грунта ($x = \infty$)

$$c(\infty, t) = c_m = \text{const} \tag{5,6}$$

и потому согласно (6,2)

$$\zeta(\infty, t) = \zeta_0 = \text{const}. \tag{5,7}$$

Для решения системы уравнений (5,1)—(5,2) при таких условиях подставим величину $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ из (5,1) в (5,2) и проинтегрируем (6,2) в пределах от c,x до $c_0,0$. Затем подставим полученное

значение c в (5,1) и произведем интегрирование (5,1) в пределах от ζ, t до ζ_0, 0.
Тогда получим

$$c = c_m - (c_m - c_0)\, e^{-\frac{\gamma}{v}x}; \tag{5,8}$$

$$\zeta = \zeta_0 - \frac{\gamma}{\delta}\,(c_m - c_0)\, e^{-\frac{\gamma}{v}x}\, t. \tag{5,9}$$

Из уравнений (5,8) и (5,9) легко видеть, что поставленные выше условия (5,3)—(5,7) удотвлетворяются. Из (5,8) видно, что концентрация солей c для рассматриваемой первой стадии процесса растворения не зависит от времени t. Лишь во второй стадии процесса концентрация, как увидим далее, существенно изменяется во времени.

Это обстоятельство отчасти связано с тем, что выше мы приняли установившийся режим фильтрации, мгновенно формирующийся в потоке в момент времени $t = 0$. Если считать режим фильтрации неустановившимся, то концентрация c будет зависеть от времени и для первой стадии процесса.

Принимая в уравнении (5,9) $x=0$ и $\zeta = 0$, найдем длительность первой стадии процесса t_1, т. е. время, в течение которого во входном сечении потока все соли полностью растворяются и выносятся из грунта, а именно

$$t_1 = \frac{\delta\zeta_0}{\gamma\,(c_m - c_0)}. \tag{5,10}$$

Суммарный вынос солей w ($г/см^2$) в любом сечении грунта за время $t \leqslant t_1$ определится следующим образом.

Приведенное выше уравнение постоянства массы солей (4,10), если в нем пренебречь изменением концентрации солей в воде, будет иметь вид

$$\delta \int_0^x (\zeta_0 - \zeta)\, dx = v \int_0^t (c - c_0)\, dt. \tag{5,11}$$

Левая и правая части этого уравнения выражают собой величину суммарного выноса солей w.

Подставляя в уравнение (5,11) ζ по (5,9) и c по (5,8), получим для левой и правой частей равенства (5,11) одинаковый результат, а именно

$$w = v\,(c_m - c_0)\left(1 - e^{-\frac{\gamma}{v}x}\right)t = (c - c_0)\, vt. \tag{5,12}$$

Из (5,12) видно, что при любых x и t вынос w и концентрация c связаны друг с другом линейно.

Вторая стадия. Начальные условия для второй стадии определяются распределением c и ζ в конце первой стадии, т. е. в момент времени $t = t_1$.

Принимая в уравнениях (5,8) и (5,9) $t = t_1$, можем записать начальные условия в таком виде

$$c(x, t_1) = c_m - (c_m - c_0)\, e^{-\frac{\gamma}{v} x} = c_1(x); \qquad (5,13)$$

$$\zeta(x, t_1) = \zeta_0 - \frac{\gamma}{\delta}\,(c_m - c_0)\, e^{-\frac{\gamma}{v} x} t_1 = \zeta_1(x). \qquad (5,14)$$

Граничные условия для второй стадии будут:

а) на перемещающейся границе обессоливания грунта ($x = l$) имеем

$$c(l, t) = c_0 = \text{const}; \qquad (5,15)$$

$$\zeta(l, t) = 0; \qquad (5,16)$$

б) условия на бесконечности ($x = \infty$)

$$c(\infty, t) = c_m = \text{const}, \qquad (5,17)$$

откуда в соответствии с (5,1)

$$\zeta(\infty, t) = \zeta_0 = \text{const}. \qquad (5,17)$$

Для решения системы уравнений (5,1)—(5,2) при поставленных условиях подставим значение $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ из (5,1) в (5,2) и проинтегрируем (5,2) в пределах от c,x до c_0,l, где $l = l(t)$ — длина зоны рассоления грунта A.

Тогда получим

$$c = c_m - (c_m - c_0) e^{-\frac{\gamma}{v}(x-l)} \qquad (5,19)$$

Далее подставим значение c из уравнения (5,1) в (5,2) и проинтегрируем уравнение (5,2) по t.

Тогда будем иметь

$$\frac{v}{\gamma} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \zeta = f(x), \qquad (5,20)$$

где $f(x)$ — вообще говоря, произвольная функция x. Найдем ее значение по начальному условию (5,14); для этого определим из (5,14) $\frac{\partial \zeta(x, t_1)}{\partial x}$ и подставим эту величину, а также $\zeta(x, t_1)$ по (5,14) в уравнение (5,20). Тогда мы получим, что $f(x) = \zeta_0$. Принимая в (5,20) это значение $f(x)$ и интегрируя (5,20) в пределах от ζ, x до $0, l$, найдем

$$\zeta = \zeta_0 \left[1 - e^{-\frac{\gamma}{v}(x-l)}\right]. \qquad (5,21)$$

Из (5,19) и (5,21) следует, что величины c и ζ связаны друг с другом следующей линейной зависимостью:

$$c = c_m - (c_m - c_0)\left(1 - \frac{\zeta}{\zeta_0}\right). \tag{5,22}$$

Определим затем из (5,21) производную $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ и подставим ее значение, а также значение c из (5,19) в уравнение (5,1), что дает

$$\frac{dl}{dt} = \frac{(c_m - c_0)\, v}{\delta \zeta_0} = \alpha \tag{5,23}$$

или после интегрирования в пределах от l, t до 0, t_1

$$l = \alpha (t - t_1); \quad \alpha = \frac{(c_m - c_0)\, v}{\delta \zeta_0} = \frac{v}{\gamma t_1}. \tag{5,24}$$

Из (5,23) и (5,24) вытекает, что скорость перемещения границы рассоления грунта α является постоянной величиной, а длина зоны рассоления грунта l линейно зависит от времени t.

Найдем суммарный вынос солей из массива грунта длиной x за время $t > t_1$.

Сокращенное уравнение сохранения массы солей, в котором изменения концентрации поровой воды во времени считаются малыми, для рассматриваемой второй стадии процесса имеет вид

$$\delta \int_0^l \zeta_1 \, dx + \delta \int_l^x (\zeta_1 - \zeta)\, dx = v \int_{t_1}^t (c - c_0)\, dt. \tag{5,25}$$

Подставляя сюда найденные выше выражения $c\ (x, t)$ и $\zeta\ (x, t)$, легко проверить, что условие (5,25) выполняется. Ранее приведенное условие сохранения массы солей для первой стадии процесса имеет вид

$$\delta \int_0^x (\zeta_0 - \zeta)\, dx = v \int_0^t (c - c_0)\, dt. \tag{5,26}$$

Принимая в (5,26) $t = t_1$, $\zeta = \zeta_1$ и $c = c_1$ и складывая (5,25) и (5,26), найдем

$$\delta \zeta_0 x - \delta \int_l^x \zeta \, dx = v \int_{t_1}^t c dt - v c_0 t + v \int_0^{t_1} c_1 \, dt. \tag{5,27}$$

Левая и правая части этого уравнения выражают собой суммарный вынос солей из фильтрующего массива грунта

длиной x за время $t>t_1$. Подставляя в (5,27) значения ζ из (5,21), c из (5,19) и c_1 из (5,13), получим

$$w = \delta\zeta_0 x - \delta\int_l^x \zeta\, dx = \delta\zeta_0\left\{l + \frac{v}{\gamma}\left[1 - e^{-\frac{\gamma}{v}(x-l)}\right]\right\} =$$

$$= \delta\zeta_0\left(l + \frac{v}{\gamma}\cdot\frac{\zeta}{\zeta_0}\right) \qquad (5,28)$$

или

$$w = v\int_{t_1}^{t} c\,dt + v\int_0^{t_1} c_1\,dt - v\,c_0\,t = v\,(c_m - c_0)\left[t - t_1 e^{-\frac{\gamma}{v}(x-l)}\right]. \qquad (5,29)$$

Используя уравнения (5,10) и (5,24), можно показать, что правые части выражений (5,28) и (5,29) равны друг другу, как и должно быть согласно уравнению (5,27).

6. Растворение и вымыв солей при фильтрации воды в грунтах с объемным (дисперсным) засолением

Для дисперсного засоления грунтов, при котором эффективная поверхность растворения уменьшается со временем, примем, что в уравнении (4,6) $\rho_v \approx 0$.

Тогда в случае линейной задачи ($v_z = v_y = 0$; $v_x = v$) будем иметь следующую систему уравнений:

$$\delta\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -\gamma\,(c_m - c)\sqrt{\zeta}\,; \qquad (6,1)$$

$$v\frac{\partial c}{\partial x} + \delta\frac{\partial\zeta}{\partial t} = 0, \qquad (6,2)$$

где γ определяется равенством (4,6) при $\rho_v = 0$.

Решим эту систему уравнений для полуограниченного фильтрующего тела при постоянной во времени скорости фильтрации, рассматривая отдельно I и II фазы процесса растворения и выноса солей.

I ф а з а. Граничные условия для этой фазы будут:

а) на входе воды в грунт ($x = 0$)

$$c\,(x, t) = c\,(0, t) = c_0 = \text{const}. \qquad (6,3)$$

Кроме того, как следует из (6,1) при $c = c_0$

$$\zeta\,(x, t) = \zeta\,(0, t) = \left[\sqrt{\zeta_0} - \frac{\gamma}{2\delta}\,(c_m - c_0)\,t\right]^2; \qquad (6,4)$$

б) на выходе воды из грунта ($x = \infty$)

$$c\,(\infty, t) = c_m = \text{const} \qquad (6,5)$$

и, следовательно, в соответствии с (6,1)

$$\zeta(\infty, t) = \zeta_0 = \text{const}. \tag{6,6}$$

где c_m — концентрация предельного насыщения, а ζ_0 — начальное содержание растворимых солей в грунте в долях единицы.

Начальное условие для I фазы будет

$$\zeta(x, 0) = \zeta_0. \tag{6,7}$$

Для решения системы уравнений (6,1) — (6,2) при поставленных условиях найдем c из (6,1), подставим его значение в (6,2) и это последнее уравнение проинтегрируем по t.

Тогда получим

$$c = c_m + 2\frac{\delta}{\gamma} \cdot \frac{\partial\left(\sqrt{\zeta}\right)}{\partial t}; \tag{6,8}$$

$$2\frac{v}{\gamma} \cdot \frac{\partial^2\left(\sqrt{\zeta}\right)}{\partial t\, \partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0 \tag{6,9}$$

отсюда

$$2\frac{v}{\gamma} \cdot \frac{\partial\left(\sqrt{\zeta}\right)}{\partial x} + \zeta = f(x), \tag{6,10}$$

где $f(x)$, вообще говоря, произвольная функция x.

Из (6,10) следует, что после подстановки $\zeta(x, t)$ в левую часть (6,10) последняя при любом значении t становится функцией только x (время t выпадает). В частности, указанное обстоятельство будет иметь место и при $t = 0$. Но при $t = 0$, согласно (6,7), $\zeta = \zeta_0$, а также $\frac{d\zeta}{dx} = 0$, что после подстановки в уравнение (6,10) дает $f(x) = \zeta_0 = \text{const}$. Так как левая часть (6,10) не зависит от t, то при любом значении t эта часть будет равна ζ_0.

Принимая в выражении (6,10) $f(x) = \zeta_0$ и интегрируя его, имеем

$$\int_{\zeta(0,t)}^{\zeta(x,t)} \frac{d\sqrt{\zeta}}{\zeta_0 - \zeta} = \frac{\gamma}{2v}\int_0^x dx. \tag{6,11}$$

Отсюда, учитывая (6,4), получаем

$$\zeta = \zeta_0 \operatorname{th}^2[rx + \operatorname{Ar\,th}(1 - pt)], \tag{6,12}$$

где

$$r = \frac{\gamma\sqrt{\zeta_0}}{2v}; \tag{6,13}$$

$$p = \frac{\gamma}{2\delta\sqrt{\zeta_0}}(c_m - c_0). \tag{6,14}$$

Из (6,12) получается, что при $x=0$ ζ выражается по (6,4) а при $x \to \infty$ или $t \to 0$ величина $\zeta = \zeta_0$. Отсюда следует также, что $\zeta(0, 0) = \zeta(\infty, 0) = \zeta_0$.

Подставляя найденное значение ζ в (6,8), найдем

$$c = c_m - (c_m - c_0) \frac{1}{pt(2-pt)\,\mathrm{ch}^2[rx + \mathrm{Ar\,th}(1-pt)]}. \qquad (6,15)$$

Из (6,15) следует, что при $x = 0$ концентрация $c = c_0$, а при $x \to \infty$ $c = c_m$.

При $t=0$ из (6,15), выразив ch через показательную функцию и Arth через логарифм, получим начальное распределение концентрации $c(x, 0)$, а именно:

$$c(x, 0) = c_m - (c_m - c_0)\, e^{-2rx}, \qquad (6,16)$$

откуда

$$c(0, 0) = c_0 \text{ и } c(\infty, 0) = c_m.$$

Длительность первой фазы, равная периоду времени от начала фильтрации до полного растворения и выноса солей во входном сечении потока, определится из (6,4) при $\zeta(0, t) = 0$ и будет

$$t_1 = \frac{1}{p} = 2\frac{\delta\sqrt{\zeta_0}}{\gamma(c_m - c_0)}. \qquad (6,17)$$

Величина суммарного выноса солей из массы фильтрующего грунта длиной x за время $t < t_1$ на основании (5,11) выразится таким образом

$$w = \delta\zeta_0 x - \delta\int_0^x \zeta\, dx. \qquad (6,18)$$

Здесь

$$\delta\int_0^x \zeta\, dx = \delta\zeta_0\int_0^x \mathrm{th}^2\left[rx + \mathrm{Ar\,th}\left(1 - \frac{t}{t_1}\right)\right]dx =$$

$$= \delta\zeta_0\left\{x + \frac{1}{r}\left(1 - \frac{t}{t_1}\right) - \frac{1}{r}\,\mathrm{th}\left[rx + \mathrm{Ar\,th}\left(1 - \frac{t}{t_1}\right)\right]\right\}$$

и потому вместо выражения (6,18) получаем

$$w = \frac{\delta\zeta_0}{r}\left\{\mathrm{th}\left[rx + \mathrm{Ar\,th}\left(1 - \frac{t}{t_1}\right)\right] + \frac{t}{t_1} - 1\right\} =$$

$$= \frac{\delta\zeta_0}{r}\left(\sqrt{\frac{\zeta}{\zeta_0}} + \frac{t}{t_1} - 1\right) = v(c_m - c_0)\left(\sqrt{\frac{\zeta}{\zeta_0}} + \frac{t}{t_1} - 1\right)t_1, \qquad (6,19)$$

где ζ выражается по (6,12).

В частном случае, при $t = t_1$ будет

$$w_{t=t_1} = \frac{\delta\zeta_0}{r} \operatorname{th} rx = \frac{\delta}{r}\sqrt{\zeta_0\zeta} = 2\frac{v\delta}{\gamma}\sqrt{\zeta}. \qquad (6,20)$$

Величину выноса солей w, согласно (5,11), можно найти также следующим образом

$$w = v\int_0^t (c - c_0)\,dt, \qquad (6,21)$$

что дает

$$w = v(c_m - c_0)\left(\sqrt{\frac{\zeta}{\zeta_0}} + \frac{t}{t_1} - 1\right)t_1. \qquad (6,22)$$

Совпадение значений w, найденных по уравнениям (6,18) и (6,21), означает, что условие сохранения массы солей в форме (5,11) удовлетворяется.

II ф а з а. Граничные условия для II фазы будут:

а) на перемещающейся границе обессоливания грунта ($x = l$)

$$c(l, t) = c_0; \qquad (6,23)$$
$$\zeta(l, t) = 0,$$

где $l = l(t)$ — длина зоны обессоливания;

б) на бесконечно удаленной границе фильтрующего тела

$$c(\infty, t) = c_m,$$

откуда в соответствии с (6,1)

$$\zeta(\infty, t) = \zeta_0. \qquad (6,24)$$

Начальные условия для II фазы определяются распределением c и ζ в конце I фазы, т. е. при $t = t_1$. Принимая в (6,12) и (6,15) $t = t_1$, получаем

$$c(x, t_1) = c_m - (c_m - c_0)\frac{1}{\operatorname{ch}^2(rx)}; \quad \zeta(x, t_1) = \zeta_0 \operatorname{th}^2(rx). \qquad (6,25)$$

Для решения системы уравнений (6,1)—(6,2) при поставленных условиях проинтегрируем (6,11) в иных пределах, чем ранее, а именно:

$$\int_0^{\zeta} \frac{d\sqrt{\zeta}}{\zeta_0 - \zeta} = \frac{\gamma}{2v}\int_l^x dx.$$

Тогда получим

$$\frac{1}{\sqrt{\zeta_0}}\left|\operatorname{Ar th}\sqrt{\frac{\zeta}{\zeta_0}}\right|_0^{\zeta} = \frac{1}{2}\cdot\frac{\gamma}{v}(x - l),$$

или

$$\zeta = \zeta_0 \operatorname{th}^2 [r(x-l)]; \quad r = \frac{\gamma \sqrt{\zeta_0}}{2v}. \tag{6,26}$$

Из (6,26) следует, что при $x = l$ и $x = \infty$ удовлетворяются условия для ζ (6,23) и (6,24), а при $l = 0$ выполняется условие для ζ (6,25).

Вводя значение ζ из (6,26) в (6,8) найдем

$$c = c_m + 2\frac{\delta}{\gamma}\sqrt{\zeta_0}\,\frac{1}{\operatorname{ch}^2 [r(x-l)]}\left(-r\frac{dl}{dt}\right). \tag{6,27}$$

Подставляя сюда, согласно условию для c (6,23), $x = l$ и $c = c_0$, получим

$$\frac{dl}{dt} = \frac{c_m - c_0}{\zeta_0 \delta} v = \alpha. \tag{6,28}$$

Интегрируя это уравнение в пределах от t до t_1 и от l до 0, получим

$$l = \alpha(t - t_1); \quad \alpha = \frac{(c_m - c_0)v}{\delta \zeta_0}. \tag{6,29}$$

Из этого уравнения следует, что скорость перемещения границы обессоливания грунта α, как и при поверхностном засолении грунта, является постоянной. Вводя значение $\alpha = \frac{dl}{dt}$ из выражения (6,28) в (6,27), окончательно получим

$$c = c_m - (c_m - c_0)\frac{1}{\operatorname{ch}^2 [r(x-l)]}, \tag{6,30}$$

где l выражается по (6,29).

Из уравнения (6,30) видно, что при $x \to \infty$ выполняется условие для c (6,24). Таким образом, уравнения (6,26) и (6,30) удовлетворяют всем поставленным условиям. Найдем далее величину суммарного выноса солей w из фильтрующего тела длиной x за время $t > t_1$

$$w = \delta \zeta_0 x - \delta \int_l^x \zeta \, dx. \tag{6,31}$$

Входящий в это выражение интеграл выражается таким образом:

$$\delta \int_l^x \zeta \, dx = \delta \zeta_0 \int_l^x \operatorname{th}^2 [r(x-l)] \, dx =$$

$$= \delta \zeta_0 \left\{ x - l - \frac{1}{r} \operatorname{th} [r(x-l)] \right\} \tag{6,32}$$

и потому из (6,31) получаем

$$w = \delta\zeta_0\left\{l + \frac{1}{r}\,\mathrm{th}\,[r(x-l)]\right\}. \qquad (6,33)$$

При $t = t_1$ и $l = 0$ это выражение, как и следовало ожидать, совпадает с равенством (6,20).

Приведенные выше решения относятся к полуограниченному фильтрующему телу. Однако эти решения могут быть распространены на тело конечной длины L.

В самом деле, если рассматривать первую стадию процесса как проникновение пресной воды в засоленный грунт, то решение системы уравнений (4,34), должно относиться только к зоне этого проникновения, длина которой при постоянной скорости фильтрации v равна $\frac{vt}{m_0}$.

В этом случае граничные условия на бесконечности отпадают и заменяются условиями на границе проникновения воды в грунт.

Если грунт при $t = 0$ является сухим или насыщенным водой с концентрацией $c(x, 0) = c_m$, то условие на границе проникновения пресной воды в грунт будет

$$\zeta\left(\frac{vt}{m_0}, t\right) = \zeta_0. \qquad (6,34)$$

Условие на входе воды в грунт, как и ранее, будет

$$c(0, t) = c_0. \qquad (6,35)$$

При $t = 0$ зона проникновения пресной воды в грунт отсутствует, а потому начальные условия будут

$$\begin{aligned} c(x, 0) &= c(0,0) = c_0; \\ \zeta(x, 0) &= \zeta(0,0) = \zeta_0. \end{aligned} \qquad (6,36)$$

При таких условиях для первой стадии величина c, как и ранее, выражается равенством (5,8). Подставляя (5,8) в (5,1) и интегрируя (6,1) в пределах от ζ, t до ζ_0, $\frac{xm_0}{v}$, получим

$$\zeta = \zeta_0 - \frac{\gamma}{\delta}(c_m - c_0)\left(t - \frac{m_0 x}{v}\right) e^{-\frac{\gamma}{v}x}. \qquad (6,37)$$

При $x = \frac{vt}{m_0}$ уравнения (5,8) и (6,37) удовлетворяют условиям (6,34)—(6,36).

Для второй стадии начальное распределение ζ получается из (6,37) при $t = t_1$. В этом случае в (6,37) можно пренебречь слагаемым $\frac{m_0 x}{v}$, если $L > \frac{3v}{\gamma}$ или $L < 0{,}1\,\frac{vt_1}{m_0}$. Тогда начальное условие для второй стадии будет аналогично (5,14) и решение для этой стадии выразится равенствами (5,19) и (5,21). Ввиду этого, полученные выше уравнения (5,8), (6,37), (5,19) и (5,21) могут

быть применены и для потока конечной длины L. Кроме того, из изложенного становится ясным, почему начальное распределение $c(x, 0)$, формирующееся в процессе проникновения пресной воды в грунт, не может быть задано произвольно, а при известном $\zeta(x, 0)$ определяется из решения задачи.

Аналогичный результат получается и в случае объемно дисперсного засоления грунтов.

Описанная здесь теория растворения и вымыва солей из грунтов была подвергнута экспериментальной проверке. А. Е. Орадовской были поставлены обширные опыты по растворению и вымыву дисперсного гипса из песчаного грунта при начальном содержании гипса от 1 до 25% (по весу). Для условий этих опытов были построены теоретические кривые $c = f(x, t)$ и $w = F(x, t)$, на которые нанесены соответствующие экспериментальные точки. Результаты сопоставления этих кривых с экспериментальными точками показали удовлетворительную сходимость теории и опыта, (см. статью А. Е. Орадовской в настоящем сборнике).

ЛИТЕРАТУРА

1. Левич В. Г., Физико-химическая гидродинамика, изд. АН СССР, 1952.

2. Франк-Каменецкий Д. А., Диффузия и теплопередача в химической кинетике, изд. АН СССР, 1947.

3. Веригин Н. Н., «Некоторые вопросы химической гидродинамики, представляющие интерес для мелиорации и гидротехники», Известия Академии наук СССР», Отделение технических наук, № 10, 1953.

4. Аксельруд Г. А., Диффузия от поверхности шара, «Журнал физической химии» т. 27, вып. 10, изд. АН СССР, 1953.

5. Maurige Davion, Etude sur la vitesse de dessolution des sels cristallises Annales de chimie, v. 8, 1953.

6. Здановский А. Б., Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. Автореферат докторской диссертации. Ленинград, изд. Технологического института, 1953.

7. Edwards, The dissolution and diffusion of aspirin in aqueous media. Transactions of the Faraday Society, № 47, 1951.

8. Eckert, Forschungsheft, 1942.

9. Щукарев А. Н., «Журнал русского физико-химического общества», т. 28, 1896.

10. Noyes and Whitney Journ of Am. Chem. Soc. 1897.

11. Brunner und Tolloczko, Zeitschr. fur phys. chem., 1900.

12. Богуский И. Г., Каяндер Н. О., «Журнал русского физико-химического общества», т. 8, 1876.

С. А. РОЗА,
д-р техн. наук

О РОЛИ НАЧАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА В ПРОЦЕССАХ ФИЛЬТРАЦИИ ЧЕРЕЗ РАСТВОРИМЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Роль начального градиента напора воды проявляется при фильтрации воды через горные породы. Движение воды через промежутки между частицами глины и песка, а также через трещины и полости в горных породах имеет существенное значение в процессах изменения химического состава воды и породы с течением времени. Эти изменения имеют практический интерес для гидротехников при производстве фильтрационных расчетов, потому что они в свою очередь изменяют характер движения воды через породу, слагающую основание напорного сооружения.

Известно, что движение грунтовой воды, представляющей химический и коллоидный раствор, сопровождается различными видами взаимодействия между движущейся водой и твердыми частицами глины, песка или поверхностью трещины и полости в горной породе, при этом изменяются и вода, и твердое тело. Кроме этого, изменяется также характер взаимодействия как по длине пути движения воды, так и с течением времени. Поэтому изучение указанного взаимодействия представляет весьма сложную задачу. Благодаря этому взаимодействию существует так называемый начальный градиент напора воды, представляющий практическую нижнюю границу применимости зависимости Дарси; практическую потому, что нет твердой уверенности в полном отсутствии фильтрации при градиенте напора воды менее начального градиента. Одно можно утверждать, что скорость движения воды при градиенте напора менее начального настолько резко отличается от скорости фильтрации при градиентах более начального и она настолько мала, что для практических целей ее можно принять равной нулю.

Экспериментами было установлено, что величина начального градиента при прочих равных условиях увеличивается с уменьшением влажности водонасыщенной глины. О природе начального градиента напора воды высказаны две гипотезы. По одной гипотезе [3, 9], начальный градиент объясняется различными свойствами воды вблизи твердой поверхности гидрофильного тела и в удалении от нее. Если промежуток между твердыми поверхностями двух тел, погруженных в воду, настолько мал, что вся вода в

нем является связанной молекулярными и электростатическими силами, то только при некотором напоре воды ориентация диполей воды, или структура связанной воды, будут нарушены, и начнется движение. Наибольшая величина такого напора воды, при котором еще нет ее движения, деленная на длину образца грунта, определяет величину начального градиента.

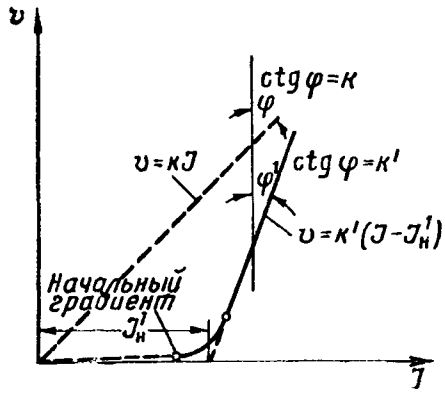


Рис. 1. Схематическая зависимость скорости фильтрации от градиента напора воды при ее движении через слой водонасыщенной глины с малой влажностью

По другой гипотезе [7] мельчайшие твердые частички, находящиеся в грунтовой воде, в условиях ее покоя или при очень малой скорости фильтрации образуют тиксотропную сетчатую структуру. Последняя создает дополнительное большое сопротивление напорному движению воды в порах или трещинах горной породы. Если градиент напора воды превысит начальный, то сетчатая структура из коллоидных частиц в порах грунта разрушается. При разрушении этой сетки, состоящей из мельчайших частиц, скорость фильтрации воды через грунт резко возрастает. Следовательно, можно найти такую величину избыточного напора воды, при котором сетчатая структура в порах грунта будет разрушена, и наступит движение воды. При этом скорость фильтрации, как это видно из рис. 1, пропорциональна разности градиентов напора воды:

$$v = k(I - I_н),$$

где I — результат от давления всего напора на мощность слоя грунта (рис. 2);

$I_ч$ — начальный градиент напора;

k — коэффициент пропорциональности.

Эта зависимость отражает только в первом приближении явления фильтрации при градиентах напора более начального. В действительности оно значительно сложнее. Коэффициент пропорциональности в формуле скорости фильтрации от избыточного градиента напора воды аналогичен коэффициенту фильтрации в зависимости Дарси.

В экспериментах Рельтова Б. Ф. [7] наблюдался начальный градиент в щели размером в 100 μ, чего нельзя объяснить только свойствами слоя связанной воды. Повидимому, явления, описанные обеими гипотезами, имеют место одновременно. Интересно отметить, что точные определения коэффициента фильтрации в глинах указывают на его постепенное изменение в зависимости от изменений величины избыточного градиента напора воды, что

может быть объяснено постепенным разрушением сетчатой структуры в порах глины.

Далее следует отметить, что нельзя ограничиваться приведенными двумя гипотезами для объяснения всех известных расхождений между явлениями фильтрации в природе и расчетами по теории ламинарной фильтрации с использованием зависимости Дарси. Возможен ряд других сопутствующих фильтрации явле-

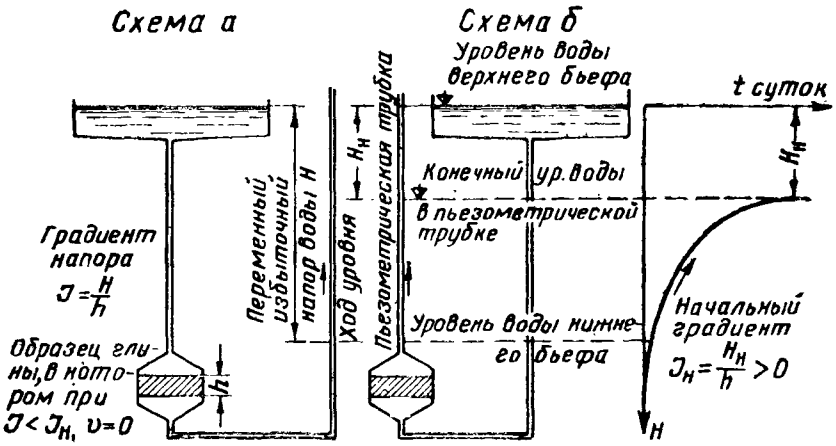


Рис. 2. Схема постановки опытов

ний. К таким явлениям следует отнести осмотическое давление поровой воды в водонасыщенной глине [8], содержащей водорастворимые соли. Оно обусловлено изменением концентрации раствора в порах грунта в направлении фильтрации. Осмотическое давление в поровой воде может сильно увеличить или уменьшить избыточный напор воды при гравитационной фильтрации и даже изменить его знак. Осмотическое давление может при большой разности концентрации раствора по обе стороны слоя глины вызвать фильтрацию из области с малым напором воды в область с большим напором. Таким образом, оно может не только полностью исключить начальный градиент, но даже исказить обычную гравитационную фильтрацию, происходящую под действием избыточного напора согласно обобщенной зависимости Дарси. Явление осмотического давления особенно сильно выражено в грунтах, содержащих водорастворимые соли, значительное количество глинистых частиц и достаточно влажных. При уменьшении влажности водонасыщенной глины, согласно исследованиям Рельтова Б. Ф. [8], это явление затухает, а следовательно, менее искажается влияние начального градиента.

Далее к числу сопутствующих явлений относится также дополнительное сопротивление движению воды, которое возникает на границе двух слоев грунта с резко различной водопроницаемостью. Известно, что при сравнении движения воды через слоистую толщу (поперек слоистости) и через один слой глины, имеющий

мощность, равную суммарной мощности мелких глинистых слоев, можно наблюдать, что потери напора возрастают с увеличением количества слоев.

Затем при очень малых скоростях фильтрации и изменении влажности водонасыщенной глины в направлении фильтрации напорная фильтрация может подавляться явлением миграции пленочной воды из области толстых пленок в область тонких пленок

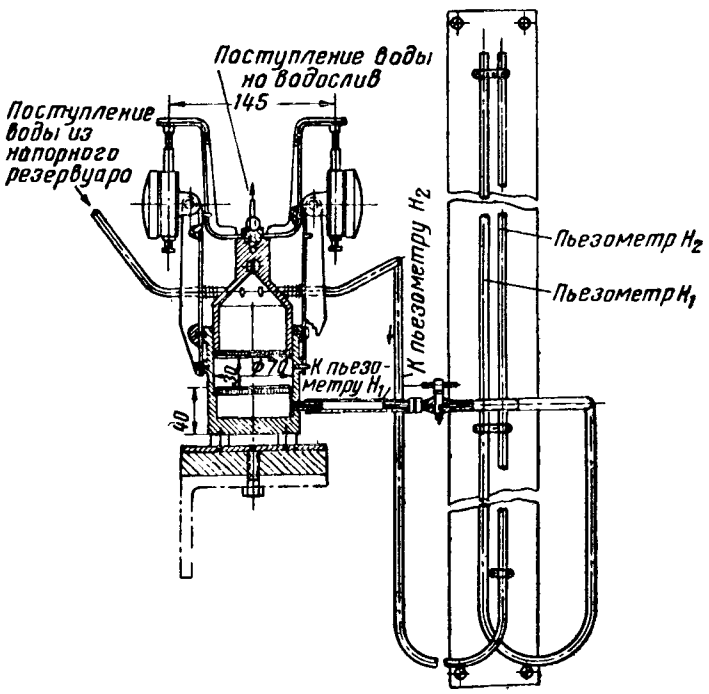


Рис. 3. Прибор для определения начального градиента при фильтрации через слой глины

воды. Таким образом, аномалии в процессе фильтрации грунтовых вод нельзя сводить только к явлению начального градиента, обусловленному структурообразованием в самой поровой воде.

Начальный градиент напора воды в грунтах был впервые замечен Пузыревским Т. Н. [1] в начале XX в. Затем писал об этом явлении Лундин К. П. [2], который наблюдал этот градиент при исследовании фильтрации через торф и отметил, что с уменьшением влажности водонасыщенного торфа начальный градиент увеличивался. В 40-х годах о нем писал Дерягин Б. В. [3] при изучении фильтрации через узкопористые фильтры, Гедройц К. К. [4] — при изучении водоотдачи глинистого грунта, Герсеванов Н. М. [5] — в связи с компрессионными исследованиями, Маслов Н. Н. [6] — при исследовании разбухания глины и Рельтов Б. Ф. [7] ,производивший систематическое его изучение. В 50-х годах опубликованы новая работа Дерягина Б. В. [9] о возникновении на частицах глины сольватных слоев с элементами сдвиговой упругости и работа Иванова В. И. [10] по вопросам изуче-

ния электроосмотического движения воды в мерзлых грунтах, где приведены наблюдения начального градиента электрических потенциалов. С учетом большого значения начального градиента напора воды для определения границ применимости теории фильтрационного уплотнения слоя глин к расчетам оснований сооружений [11] мной были произведены контрольные исследования

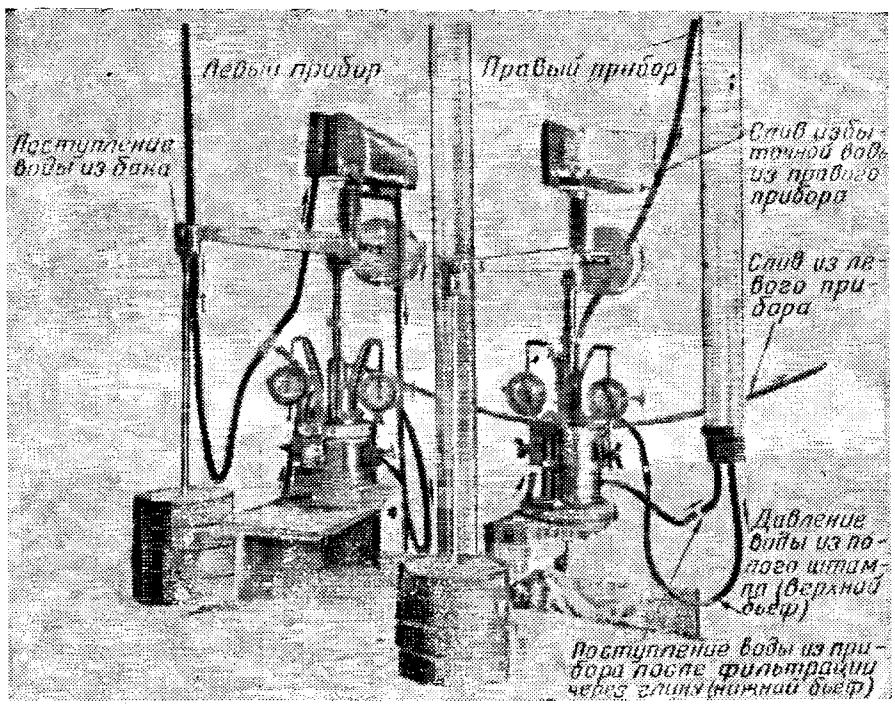


Рис. 4. Общий вид лабораторной установки

начального градиента [12] по схемам (см. рис. 2) на больших образцах с нарушенной и ненарушенной структурой, в видоизмененном компрессионно-фильтрационном приборе, показанном на рис. 3. Вода поступала из закрытого напорного резервуара в полость в штампе прибора или в полость под сетчатой опорой образца в приборе. После фильтрации через образец глины вода направлялась в узкую тарированную пьезометрическую трубку, уровень в которой постепенно, по мере фильтрации, поднимался. Поэтому разность между уровнем воды в напорном резервуаре и уровнем воды в трубке, а следовательно, и градиент напора воды, фильтрующейся через слой грунта в приборе, постепенно уменьшалась. Ход фильтраций и изменение избыточного напора воды показаны на правом графике (рис. 2). По диаметру трубки и скорости подъема в ней фильтрующейся воды можно вычислить (с учетом температурных и других поправок) зависимость скорости фильтрации от градиента напора воды. Такие зависимости

были получены для образцов водонасыщенной глины при различных нагрузках и различной влажности. Для предупреждения фильтрации вокруг образца глины в приборе был устроен в верхней и нижней сетчатых опорных вкладышах кольцевой шпунт высотой 2 *мм*, который вдавливался в образец грунта в приборе. Проверки на водонепроницаемость прибора, произведенные при обжатии водонасыщенной глины, по величине осадки штампа и

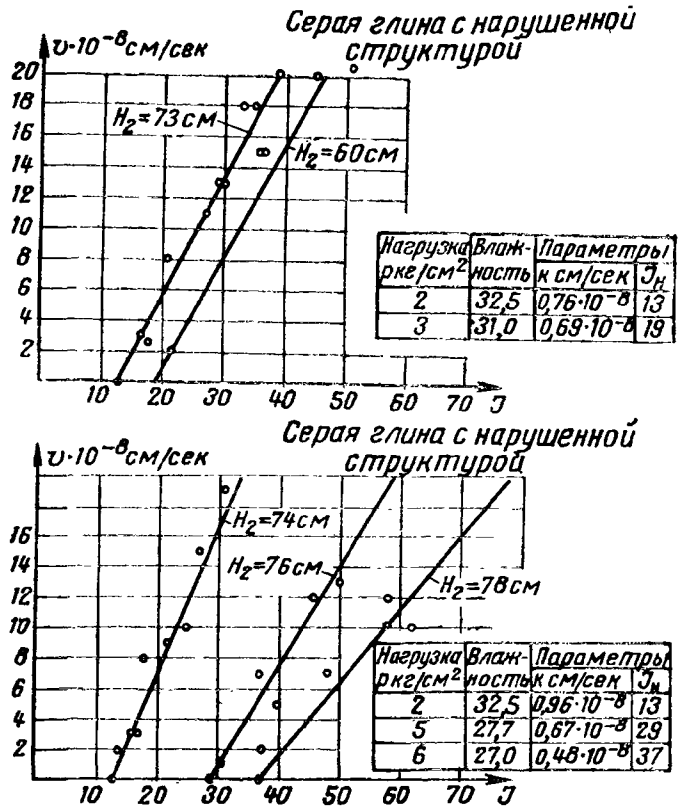


Рис. 5. Результаты наблюдений за фильтрацией через слой серой девонской каолиновой глины после ее обжатия различными нагрузками

количеству воды, поступившей в тарированный капилляр, указывали на весьма малые потери фильтрующейся воды в пределах меньше требуемой точности измерений.

Общий вид смонтированных приборов приведен на рис. 4. Полученные результаты контрольных исследований приведены на рис. 5 для серой кембрийской каолиновой глины с нарушенной структурой и в табл. 1 для ряда опытов с двумя разновидностями этой глины — серой и красной.

Исследования подтвердили наличие начального градиента напора воды в водонасыщенной глине при ее малой влажности и зависимость его от степени влажности глины. Эти исследования

Таблица 1

Цвет глины	Влажность в %			Высота образца в *см*	Коэффициент пропорциональности k в *см/сек*	Начальный градиент
	раскатывания	текучести	опытная			
Серая	24	56	32,5	1,3	$1{,}0 \cdot 10^{-8}$	13
»	24	56	27,7	1,21	$0{,}7 \cdot 10^{-8}$	29
»	24	56	27	1,2	$0{,}5 \cdot 10^{-8}$	37
»	24	56	32,5	1,2	$0{,}8 \cdot 10^{-8}$	13
»	24	56	31,0	1,17	$0{,}7 \cdot 10^{-8}$	19
Красная	24	50	31,6	1,01	$0{,}4 \cdot 10^{-8}$	3
»	24	50	29,7	0,98	$0{,}3 \cdot 10^{-8}$	5
»	24	50	33	2,5	$1{,}8 \cdot 10^{-8}$	2
»	24	50	31	2,22	$1{,}0 \cdot 10^{-8}$	4
»	24	50	29	2,1	$1{,}0 \cdot 10^{-8}$	7

указали также на то, что начальный градиент имеет различную величину для разных грунтов и различного состава поровой воды, что он сильно зависит от температуры грунта и его сотрясений и не зависит от высоты образца и направления фильтрации. Начальный градиент наблюдался также Котовым А. И. [13] путем измерения напоров воды в порах грунта при весьма тщательных исследованиях процесса уплотнения слоя глинистого грунта. Его исследования указали на две основные фазы уплотнения слоя под нагрузкой: фильтрационную и ползучую. Они указали также на остаточные напоры воды в порах глин по окончании фильтрационного уплотнения, которые сохранялись в течение длительного последующего периода ползучего уплотнения грунта. Эти остаточные напоры в слое несколько уменьшались от середины слоя к его краям, где были расположены дренирующие прослойки. Характер этого уменьшения указывал на то, что начальный градиент в слое несколько возрастал от середины слоя к его краям. Последнее соответствовало распределению влажности в слое водонасыщенной глины после окончания его фильтрационного уплотнения, когда влажность в середине слоя оставалась больше, чем у его дренированных верхней и нижней поверхностей. При сопоставлении начальных градиентов грунта, полученных из опытов с уплотнением слоя и опытов с непосредственной фильтрацией через слой, оказалось, что начальный градиент для одного и того же грунта при одной и той же влажности из первых опытов больше, чем из опытов с фильтрацией. Это объясняется осмотическим давлением, которое появляется при фильтрации дистиллированной воды через глину. В этом случае вода при фильтрации растворяет соли в грунте, появляется разность концентрации для разных сторон образца, которая и вызывает осмотические явления, уменьшающие начальный градиент.

Таким образом, при изучении фильтрации через растворимые горные породы следует учитывать, что наличие начального градиента может в ряде случаев служить одной из причин отклонений от зависимости Дарси.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пузыревский Т. Н., Просачивание воды через песчаные грунты, «Известия НИИГ», т. 1, 1931.
2. Лушдин К. П., Осадки торфа под насыпями, Стройиздат, 1935.
3. Дерягин Б. В. и Крылов И. А., Аномальные явления при течении жидкостей, Совещание по вязкости жидкости в Академии наук СССР, 1941.
4. Гедройц К. К., Учение о поглотительной способности почв, Сельхозгиз, 1933.
5. Герсеванов Н. М. и Польшин Д. Е., Теоретические основы механики грунтов, Стройиздат, 1948.
6. Маслов Н. Н., Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве, Госэнергоиздат, 1955.
7. Рельтов Б. Ф., Совещание по механике грунтов, основаниям и фундаментам. Тезисы докладов ВНИТО строителей, 1953.
8. Рельтов Б. Ф., Дальнейшие экспериментальные исследования осмотических явлений в связных грунтах, «Известия ВНИИГ», т. 53, 1954.
9. Нерпин С. В., Труды Института инженеров водного транспорта, вып. XXI, 1954.
10. Иванов В. И., Экспериментальное исследование фильтрации воды в мерзлых грунтах. Автореферат, 1955.
11. Роза С. А., Расчет осадок слоя глины, имеющей влажность, близкую к критической, Новое в области оснований гидротехнических сооружений, Лениздат, 1953.
12. Роза С. А., Результаты экспериментального изучения начального градиента в плотных глинах, Сборник трудов ВНИИГ, Гос. изд. лит. по строит. и архитектуре, 1953.
13. Котов А. И., Исследование процессов уплотнения-набухания связных (глинистых) грунтов. Автореферат, 1955.

И. С. ФЕДОРОВ,
д-р техн. наук проф.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЧНОСТИ ГРУНТОВ ПРИ ВЫМЫВАНИИ ВОДНОРАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ

В строительной практике часто грунты, содержащие различные воднорастворимые соли, используются в качестве оснований для гидротехнических сооружений или в качестве строитель-

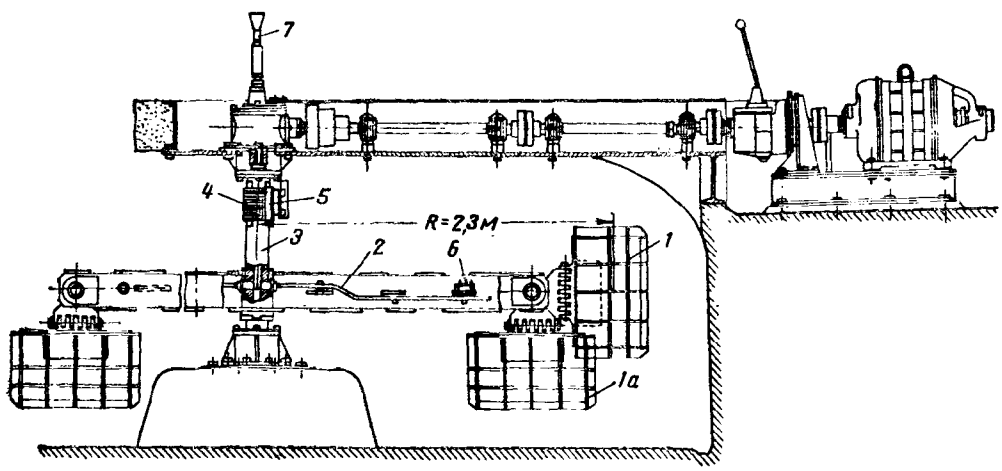


Рис. 1. Центробежная машина

ного материала для возведения этих сооружений. При использовании этих грунтов необходимо произвести оценку их строительных свойств в связи с возможным выщелачиванием из них воднорастворимых солей. С этой целью в лабораториях занимаются изучением и оценкой выщелачивания воднорастворимых, преимущественно сульфатных и карбонатных грунтов. Вымывание воднорастворимых солей из грунтов происходит с конечной скоростью, притом повышающейся, если движение воды через поры или трещины грунта происходит быстрее. Процессы вымывания солей из грунта ведут к изменению его физико-механических качеств. До сих пор при лабораторных исследованиях вымывания воднорастворимых солей из грунта и влияния этого процесса на прочность грунта мало уделялось внимания моделированию, что и затрудняло перенос результатов этих исследований в натуру. Изучение изменения механических свойств грунтов при вымыва-

нии воднорастворимых солей можно производить на моделях, помещенных в поле действия центробежных сил. Модель в этом случае помещается в каретку специальной центробежной машины. Конструкции разнообразных видов центробежных машин описаны в книге Г. И. Покровского и И. С. Федорова[1]. В этой книге изложены также принципы подобия и моделирования различных физических и механических процессов в дисперсных средах. В ней отмечается, что применение центробежной силы весьма ускоряет процессы фильтрации и деформации в дисперсных средах.

Принципы центробежного моделирования позволяют установить, что на модели, помещенной в каретку *1* центрифуги (рис. 1), все напряжения, а следовательно, и давление воды воспроизводятся в соответствии с действительностью. При этом все линейные размеры, а стало быть и длина фильтрующих каналов на моделях должна быть в n раз меньше, чем в действительности. Здесь n представляет масштаб моделирования, подсчитываемый по формуле вида

$$n = \sqrt{\frac{\omega^4 R^2}{g^2} + 1},$$

где ω — угловая скорость вращения машины, равная $\frac{\pi N}{30}$ (N — число оборотов каретки центрифуги в минуту);

R — расстояние от оси вращения до центра тяжести модели;

g — ускорение силы тяжести.

Современные центробежные машины для исследования различных физических и механических явлений в грунтах позволяют получать масштаб моделирования в пределах от 1 до 300. При таком моделировании могут быть исследованы процессы фильтрации воды, растворение солей и диффузии раствора в фильтрационном потоке. Рассмотрим, как будет моделироваться фильтрация.

Если считать, что скорость фильтрации пропорциональна градиенту, то, приняв индекс «м» для модели и «н» для натуры, можно написать:

$$V_н = K\frac{\Delta H}{L_н},$$

где K — коэффициент фильтрации;

ΔH — разность напоров, приходящихся на участок фильтрующего канала длиной L.

Для модели соответственно имеем

$$V_м = K\frac{\frac{\Delta H}{L_H}}{n} = K\frac{\Delta H n}{L_H};$$

[1] Г. И. Покровский и И. С. Федоров, Центробежное моделирование для решения инженерных задач, Госстройиздат, 1953.

отсюда

$$\frac{V_м}{V_н} = n.$$

Время, необходимое для продвижения воды по каналу длиной $L_н$ для натуры равно

$$t_н = \frac{L_н}{V_н}.$$

Для модели соответственно

$$t_м = \frac{L_н}{n V_н n} = \frac{L_н}{n^2 V_н},$$

отсюда

$$t_м = \frac{t_н}{n^2}. \qquad (3)$$

Таким образом, все процессы, связанные с фильтрацией и вообще с вязкими деформациями, ускоряются при моделировании в n^2 раз. Подобное ускорение процесса оказывается вполне достаточным для экспериментов даже с грунтами, плохо пропускающими воду.

При указанном ускорении фильтрации может, конечно, возникнуть опасение в возможности разрушения грунта под влиянием процессов суффозии. Наибольшей опасности при этом будут подвергаться частицы грунта, находящиеся вблизи поверхности грунта и удерживаемые только собственным весом. Гидравлические усилия, действующие на такие частицы на модели, будут в n раз больше, чем в действительности. Однако и сила тяжести, прижимающая частицы к массиву остального грунта, должна быть на модели в n раз больше. Таким образом, соотношение между гидродинамической силой и силой тяжести остается неизменным, и явление суффозии на модели должно протекать в соответствии с действительностью во всех случаях, когда силы сцепления невелики.

Медленно протекающие в натуре процессы скольжения одной части грунта по другой должны протекать на модели также с увеличением скорости процесса. Такие процессы следует отнести к разряду вязких деформаций. Вязкое тело можно представить как тело, способное деформироваться скачкообразно. Среднее значение времени Δt для каждого элементарного скачка мало и зависит от природы деформируемого вещества; оно будет одинаковым на модели и в действительности. Движение в течение времени Δt можно считать равноускоренным, причем скорость растет от нуля.

Среднее значение скорости для натуры, очевидно, будет равно

$$V'_н = \frac{wg\,\Delta t}{2},$$

где w — некоторый коэффициент, зависящий от угла между направлением движения и силой тяжести.

Для модели соответственно имеем

$$V'_{\text{м}} = \frac{wgn\Delta t}{2} = V_{\text{н}}\, n.$$

Таким образом, время протекания всего процесса, слагающегося из элементарных отрезков времени на модели, будет в n^2 раз больше, чем в натуре. Это значит, что фильтрация и скольжение частиц должны быть при моделировании ускорены в одинаковой степени, что весьма важно для правильного моделирования состояния грунта.

При рассмотрении моделирования сооружений из грунта необходимо подчеркнуть, что грунт на модели и в натуре должен быть одинаковым. Это обстоятельство вызывает иногда недоумение, так как возникает вопрос, не получится ли при моделировании кажущееся увеличение размеров частиц грунта и не будет ли поэтому глина моделировать, например, песок. Такого изменения, конечно, не произойдет, и глина останется глиной. Действительно, применяя центробежную силу, мы можем изменить только свойства, зависящие от масштаба модели в целом; величина же отдельных частиц грунта, определяющая его свойства, значительно больше размера молекулярных сфер взаимодействия; поскольку молекулярные силы при наличии центробежной силы практически не меняются, постольку и свойства грунта, определяемые размерами его частиц, останутся тождественными как на модели, так и в натуре.

Чтобы соблюсти подобие процессов фильтрации на моделях, необходимо, как известно, соблюдение критерия Рейнольдса

$$\text{Re} = \frac{Vd}{\nu},$$

где V — скорость фильтрации воды;

d — диаметр канала и

ν — кинематический коэффициент вязкости. Переход ламинарного движения в турбулентное происходит при определенном значении $\text{Re}_{\text{к}} = \text{Re}$; приближенно можно принять $\text{Re}_{\text{к}} = 1$.

Тогда максимально допустимая скорость $v_{\text{макс}}$ при ламинарном движении жидкости равна

$$v_{\max} = \frac{\nu}{d}.$$

Для воды $\nu = 10^{-6}$ *м²/сек.*

Отсюда

$$v_{\max} = \frac{10^{-6}}{d}\ м/сек,$$

причем d должно быть выражено в метрах.

Если капилляры в грунте, по которым происходит фильтрация, имеют диаметр порядка одного микрона ($1 \cdot 10^{-6}$ *м*), то порядок скорости будет равен *м/сек*.

При $d = 0{,}25$ *мм* $= 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ *м* получаем $v_{макс} = 0{,}4 \cdot 10^{-2}$ *м/сек*. Первый из приведенных примеров соответствует глине, второй — песку. Действительная скорость фильтрации по порам грунта равна

$$U_н = kI \frac{1}{S_п},$$

где $S_п$ — отношение общей площади сечения пор к единице площади грунта;

k — коэффициент фильтрации;

I — градиент.

Если приведенное выражение справедливо для натуры, то на модели значение I будет в n раз больше. Следовательно, на модели

$$U_м = knI \frac{1}{S_п};$$

полагая $U_м = v_{max}$, получаем значение максимального градиента, при котором еще возможно применение закона ламинарного давления жидкости

$$I_{max} = \frac{v_{max} S_п}{kn}$$

или

$$I_{max} = 10^{-6} \frac{S_п}{dkn}.$$

Для глины можно принять в среднем $k = 10^{-8}$ *м/сек* и $S_п = 0{,}5$ и диаметр $d = 1 \cdot 10^{-6}$ *м*.

На практике величина I редко превосходит 1, поэтому допустимый масштаб моделирования для глин равен

$$n \leqslant 5 \cdot 10^7.$$

Для песка $k = 10^{-5}$ *м/сек* и $d = 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ *м* и $S_п = 0{,}4$; следовательно:

$$I_{max} = \frac{10^{-6} \cdot 0{,}4}{2{,}5 \cdot 10^{-1} \cdot 15^{-5} n} = \frac{10^3 \cdot 0{,}16}{n}, \text{ или } n \leqslant 160.$$

При значениях n, полученных описанным путем, моделирование возможно с сохранением указанного выше условия.

После этих вводных соображений рассмотрим моделирование вымывания воднорастворимых солей при фильтрации воды с применением центробежных сил. При моделировании этого явления имеет значение процесс растворения солей и диффузия раствора в фильтрационном потоке. Скорость растворения зависит от тем-

пературы и от скорости диффузии раствора. Влияние температуры при моделировании исключается, потому что для сохранения подобия необходимо сохранить неизменными коэффициент фильтрации и ряд других свойств грунта, а это возможно только при равенстве температур натуры и модели. При таких условиях основной стороной задачи является вопрос о моделировании диффузии раствора в грунтовой воде. Основной закон диффузии может быть написан, в частности, в следующем виде:

$$\frac{dM}{dt} = DS\frac{dq}{dx},$$

где M — масса растворенного вещества;
t — время;
D — постоянная диффузия;
S — поперечное сечение потока диффузии;
q — концентрация раствора;
x — длина, измеряемая в направлении потока диффузии.

При анализе условий подобия можно бесконечно малые величины заменить конечными. В результате этого формула (5) видоизменяется следующим образом:

$$\frac{M}{t} = DS\frac{q}{x}. \tag{6}$$

Величину q можно выразить так:

$$q = \frac{M_1}{V'}, \tag{7}$$

где M_1 — масса растворенного вещества в соответствующем объеме V'.

Из формул (6) и (7) следует

$$\frac{V'x}{tS} = D_1\frac{M_1}{M}. \tag{8}$$

В этой формуле можно обозначить

$$\frac{V^1x}{\varsigma} = L^2, \tag{9}$$

где Z — некоторый линейный отрезок.

Если при моделировании соблюдаются условия геометрического подобия и сохраняются неизменными свойства среды (грунта), то можно считать, что величина

$$D\frac{M_1}{M} = \text{const}, \tag{10}$$

т. е. эта величина не изменяется при переходе от натуры к модели и, наоборот, из формул (8), (9) и (10) следует

$$\frac{L^2}{t} = \text{const}.$$

Для модели можно написать

$$\frac{L_м^2}{t_м} = \frac{L_н^2}{t_н}$$

или

$$\frac{t_н}{t_м} = \left(\frac{L_н}{L_м}\right)^2. \qquad (11)$$

Можно также время моделирования выщелачивания определить исходя из размерности. Если принять, что время длительности выщелачивания определяется из соотношения[1]

$$t_н = \frac{L_н C_н}{C_н k_0 P_0'}, \qquad (12)$$

где P'_0 — вес соли в *кг* на 1 *см*^{3} воды;
$L_н$ — мощность слоя грунта в *см*;
$C_н$ — вес соли в *кг*, содержащейся в 10 *см*^{3} грунта;
k_0 — коэффициент фильтрации в *см/сек*;
I — гидравлический градиент.

Для модели

$$P_м = P_0;\ L_м = \frac{L_н}{n};\ C_м = C_н I_м = n I_н;\ K_м = K_н,$$

тогда время для модели

$$t_м = \frac{C_н L_п}{n k_0 I_н P_0} = \frac{t_н}{n^2}. \qquad (13)$$

Это значит, что масштаб времени при моделировании диффузии, а следовательно, растворения и вымывания солей из грунта равен квадрату линейного масштаба. Именно такая же закономерность имеет место, как известно, при моделировании ламинарного движения жидкости, в частности при моделировании фильтрации в глинах и суглинках (при любых встречаемых на практике градиентах) и в песках (при градиентах, исключающих возникновение турбулентного режима).

Таким образом, в описанных условиях моделирование как фильтрации, так и диффузии подчиняется одинаковым законам подобия. Это значит, что процессы сочетаются одинаково в натуре и на модели, поэтому моделирование на центрифуге таких процессов оказывается вполне возможным.

Как отмечалось выше, вымывание водорастворимых солей из грунта изменяет его физико-механические свойства, например, его плотность, сопротивление сдвигу, деформации сжатия и разбухания, и вообще при этом процессе изменяется прочность

[1] Терлецкая М. Н., «К вопросу суффозионной устойчивости засоленных гипсом грунтов в гидротехническом строительстве, Тезисы докладов, изд. ВНИИ Водгео, 1955.

засоленного грунта. В связи с этим обстоятельством представляет существенный интерес моделирование указанных выше явлений. Прежде всего отметим, что если необходимо моделировать условия, определяющие прочность грунта, то следует поставить вопрос о напряжениях в различных точках массива грунта. Напряжения σ_0 в точке какого-либо массива натуры принимают равным H_γ.

При изменении линейных размеров массива грунта, но при полном сохранении геометрического подобия и свойств грунта напряжение σ_0 с изменением высоты H будет различно. Вследствие этого напряжения и вызываемые ими относительные деформации будут зависеть от масштаба моделирования n. Из сказанного вытекает, что для достижения равенства напряжений при указанных выше условиях и различных размерах грунта необходимо, чтобы $H\gamma = \text{const}$. Иначе говоря, требуется, чтобы при уменьшении H соответственно увеличивался объемный вес γ грунта. В этом случае основное правило моделирования состоит в том, чтобы на модель действовали объемные силы, которые превосходили бы силу тяжести во столько раз, во сколько модель меньше натуры. Это можно достичь путем помещения в поле действия центробежных сил модели, изготовленной из того же материала, что и натура. Если модель в n раз меньше натуры, то согласно равенству напряжений, получаем

$$\sigma_{\text{Н}} = \sigma_{\text{М}} = H_{\text{н}}\gamma_{\text{н}} = \frac{H_{\text{н}}}{n}\gamma \qquad (14)$$

или

$$\gamma_{\text{м}} = \gamma_{\text{н}} n.$$

Если модель изготовлена из того же материала, что и натура, то по аналогии с напряжениями модуль деформации грунта в натуре $E_{\text{н}}$ и модуль грунта модели $E_{\text{м}}$ будут соответственно равны. Для примера рассмотрим, каким образом с применением центробежного моделирования можно будет производить на моделях изучение просадки грунтов оснований сооружений при вымывании солей. Чтобы произвести указанные выше исследования, необходимо изготовить модель из того же материала, что и натура. При этом модель должна иметь размеры, уменьшенные в n раз против натуры. Соответственно этому в n^3 раз будут меньше объем модели и ее вес, а в поле действия центробежных сил вес модели — в n^2 раза меньше веса натурального сооружения.

Конструкция современных центробежных машин показана на рис. 1. Для помещения модели они имеют каретки размером $100 \times 60 \times 50$ *см* и допускают масштабы моделирования порядка 300. В такую каретку можно поместить модель высотой 20 *см*, что при масштабе моделирования $n = 100$ будет соответствовать в натуре плотине высотой $H = 20$ *м*, а при $n = 300$ — плотине высотой 60 *м*. Изготовленная из засоленного грунта модель пло-

тины (рис. 2) до испытания сначала уплотняется центробежными силами в течение времени, равного $\frac{t_н}{n^2}$, где $t_н$ — строительный период. Допустим строительный период равен 1 году, $n = 100$, тогда модель следует уплотнять в течение

$$t_м = \frac{1.360.24.60}{100^2} = 52 \text{ мин.}$$

Такое предварительное до опыта уплотнение позволяет получить плотность грунта в различных точках модели, соответствен-

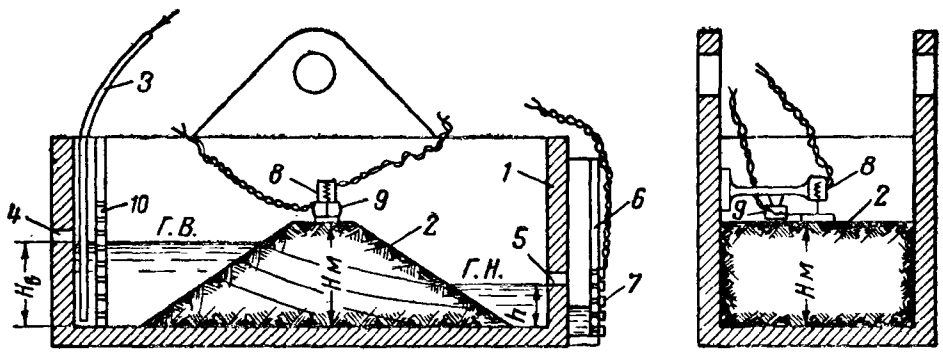


Рис. 2. Модель плотины, изготовленная из засоленного грунта

но равную плотности натуры. После этого измеряют профиль модели специальным профилемером и результаты измерения наносят на чертеж. Далее подвешивают каретку *1* (рис. 2) с моделью к коромыслу центробежной машины (рис. 1), где цифрой *1а* показана каретка в состоянии покоя, а цифрой *1* — при ее вращении. Для записи деформации сжатия или разбухания в каретке *1* (рис. 2) устанавливают индукционный датчик *8*, а для записи сдвига — индукционный датчик *9*. От этих датчиков индукционный ток идет по проводам к клеммам *6* (рис. 1), от клеммы *6* — к кольцам коллектора, укрепленного на оси *3* (рис. 1) центробежной машины. От коллектора ток передается щеткам *5* и, наконец, к миллиамперметру или милливольтметру. Шкала милливольтметра или миллиамперметра протарирована в единицах деформации осадки набухания или сдвига. Для подачи воды в каретку *1* центробежной машины соединяют шланг *3* (рис. 2) с трубопроводом *2* (рис. 1).

Приготовленная таким образом модель подвергается испытанию на прочность при вымывании солей из грунта. Для этой цели раскручивают каретки *1* (рис. 1) до такого числа оборотов *N*, чтобы это число соответствовало заданному масштабу моделирования *n*. После этого заполняют верхний бьеф, вливая во вращающуюся каретку *1* воду посредством воронки *7*. Вода из воронки поступает в трубопровод *2*, проложенный в отверстии вертикальной оси *3* и на коромысле (рис. 1), в шланг *3* (рис. 2)

и затем в каретку. Необходимый горизонт воды в верхнем бьефе $H_в$ во время центрофугирования поддерживается тем, что в каретку подается вода с избытком, а излишек сбрасывается через отверстие *4* в стене каретки (рис. 2). Для того чтобы при выливании воды из шланга *3* не был размыт откос модели плотины, сделана волнозащитная стенка *10* с отверстиями. Из верхнего бьефа вода проходит через тело модели плотины в нижний бьеф. В нижнем бьефе задается определенный горизонт h, выше которого вода через отверстие *5* сбрасывается в водоприемный сосуд *6* (рис. 2). Водоприемный сосуд *6* имеет датчики *7* для регистрации количества поступившей воды.

От датчиков *7* (рис. 2) идут проводники (рис. 1) к клеммам *6*, от клемм — к кольцам коллектора *4* и щеткам *5* и затем — к электромагнитному прибору, записывающему время и количество воды, поступившей в сосуд *6* (рис. 2). По количеству профильтрованной воды за время t можно подсчитать коэффициент фильтрации

$$k = \frac{QL}{S_{ср} t (H_в - h) n}, \tag{15}$$

где Q — количество профильтрованной воды в $см^3$;

$H_в - h$ — напор воды в $см$;

$S_{ср}$ — средняя площадь сечения фильтрации $\left(\frac{H_в - h}{2}\right) B$ в $см^2$;

t — время фильтрации в сек.;

L — длина пути фильтрации в $см$.

Для того чтобы определить, сколько солей вымывалось из грунта за время моделирования $t_м$, берут пробы воды из сосуда *6* и определяют ее химический состав.

Замеренные индукционными датчиками величины осадки или сдвига модели, являются уменьшенными в n раз по сравнению с натурой. Для учета величины осадки в натуре следует ее умножить на n. Время t, которое было употреблено на моделирование, необходимо умножить на n^2, чтобы перейти к натуре. Допустим, что процесс моделирования протекал 8,6 часа, то при $n = 100$ это соответствует в натуре 10 годам. После окончания процесса моделирования из бьефов выкачивают воду и измеряют профилемером профиль модели. Результаты измерений наносят на тот же чертеж, где изображен профиль модели до испытания. При сопоставлении профиля модели до и после испытания можно графически определить величину деформации. Более точные величины осадок и сдвига получаются посредством индукционных датчиков.

Таким образом, применяя описанный выше метод моделирования и теорию подобия, мы можем производить изучение механических свойств засоленных грунтов, уложенных в гидротехническое сооружение или же находящихся в основаниях таких сооружений в процессе выщелачивания фильтрационным потоком.

При исследовании прочности засоленных грунтов в основании сооружения следует изготовить модель основания из монолитов грунта и произвести испытание на вымывание солей аналогично условиям в натуре; в остальном испытание должно проводиться в соответствии с описанным выше методом.

В заключение можно отметить, что моделирование при помощи центробежного метода и теории подобия явлений деформаций засоленных грунтов при их выщелачивании фильтрационным потоком воды может найти применение при решениях различных задач в области гидротехники и гидромелиорации.

А. И. ГРОТ,
канд. техн. наук
В. П. ШУЛЬГИНА,
канд. техн. наук

СТРОИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

Засоленные почво-грунты, широко распространенные на территории Средней Азии, обычно приурочивают к низовьям речных и ирригационных систем, а также к средней части современных и древних речных долин. В этих случаях образование их связано с неглубоким залеганием минерализованных грунтовых вод, и в составе таких грунтов содержатся преимущественно легкорастворимые соли, сосредоточенные главным образом в верхних горизонтах, степень засоления которых колеблется от 1 до 10%, а в солевых корках достигает 20% и более. Грунты, содержащие легкорастворимые соли, в сравнительно редких случаях встречаются и в области предгорий — в зонах выклинивания минерализованных грунтовых вод.

На территории пустынь часто встречаются засоленные грунты, происхождение которых связано с неглубоким залеганием соленосных коренных пород. В составе этих грунтов чаще всего встречается гипс и реже — легкорастворимые соли. Широко распространены загипсованные грунты в полосе предгорий и равнинных покатостей, окаймляющих горные массивы, сложенные гипсоносными коренными породами. Содержание гипса варьирует в пределах до 30 и даже до 50%; характер его залегания разнообразен и зависит от условий генезиса местных грунтов.

Ориентировочный подсчет площадей, занятых различными засоленными грунтами, показывает, что последние так же широко распространены на территории Средней Азии, как и лессы или лессовидные суглинки и, естественно, должны считаться одной из наиболее типичных разновидностей среднеазиатских грунтов.

Однако строительные свойства засоленных грунтов до последнего времени оставались почти совершенно неизученными. Это обстоятельство, повидимому, нашло свое отражение и в нормах ТУ на возведение земляных гидротехнических сооружений, допускающих в качестве безусловно годных для отсыпки основного тела плотины грунты, содержащие не свыше 3% растворимых солей. Более засоленные грунты считаются недостаточно надежными и требующими специальных обоснований для применения в смоченной зоне плотины [6]. По ТУ других ведомств для от-

сыпки земляных сооружений допускаются грунты, содержащие не свыше 5% растворимых солей [7].

В условиях Средней Азии все эти ограничения нередко могут вызывать необходимость замены местных грунтов привозными или постановки в каждом отдельном случае специальных исследований, что сильно удорожает стоимость строительства, усложняет его организацию и удлиняет сроки окончания работ. Такое положение нельзя считать нормальным тем более, что все существующие ограничения не имеют должного теоретического обоснования и не подтверждаются производственным опытом.

Широкое развитие гидротехнического строительства возможно при условии максимального использования местных грунтов в качестве строительных материалов. С этой целью необходимо всестороннее освещение вопроса о строительных свойствах местных, в частности засоленных, грунтов и на базе этого — уточнение НиТУ на их применение.

В настоящей работе излагаются результаты исследований грунтовой лаборатории Среднеазиатского Научно-исследовательского института ирригации (САНИИРИ), посвященных вопросу о строительных свойствах различных засоленных грунтов.

Предварительные исследования[1] на искусственных смесях заданного состава, приготовленных из лессовидных суглинков с различными солями, позволили наметить общие закономерности в изменении свойств грунта под влиянием солей; при этом было установлено, что характер и степень этого влияния определяются в первую очередь качественным составом солей и во вторую — их количественным содержанием.

В присутствии легкорастворимых солей во влажном грунте образуются растворы различной концентрации, под влиянием которых коллоидные частицы грунта претерпевают физические и физико-химические превращения, обусловливающие разнообразные изменения строительных свойств грунтов. Влияние гипса в отличие от легкорастворимых солей носит совершенно иной характер: вследствие малой растворимости этой соли последняя выступает главным образом в качестве инертной составляющей твердой фазы грунта, усиливая свойства, присущие его скелетным (песчаным) фракциям.

Из сказанного вытекает, что при нормировании допускаемого содержания солей в грунтах следует прежде всего учитывать качественный состав солей. В соответствии с этим предварительные выводы, полученные на искусственных солевых смесях, были проверены, уточнены и дополнены путем изучения свойств естественных засоленных грунтов двух типов: содержащих легкорастворимые соли и загипсованных грунтов различного гранулометрического состава. В табл. 1 приводятся данные о составе грунтов, послуживших объектами лабораторных исследований.

[1] Исследования проводились также в Институте сооружений АН УзССР.

В засоленных грунтах различного состава исследовались характерные пределы влажности, динамика фильтрационных свойств в процессе солевой суффозии, сопротивление сдвигу, уплотняемость, усадочные свойства и набухание как в исходном состоянии грунтов, так и после их частичного или полного рассоления. Для практической оценки свойств различных засоленных грунтов показатели последних сопоставлялись с показателями незасоленных или слабо засоленных грунтов (№ 46, 47, 48 и 4 в табл. 1) соответствующего гранулометрического состава, использование которых в гидротехническом строительстве не вызывает никаких опасений. Исследования в основном проводились по общепринятым методикам.

В табл. 2 приведены характерные пределы влажности для естественных засоленных грунтов различного гранулометрического состава.

В классификации грунтов по числу пластичности к классу супесей относятся все грунты, у которых число пластичности менее 7. Данные табл. 2 показывают, что упомянутая классификация, разработанная на основании исследований свойств грунтов из районов Европейской части СССР, нуждается в уточнении применительно к засоленным грунтам, у которых число пластичности, меньшее 7, свойственно не только супесчаным, но и пылевато-суглинистым разностям, содержащим до 20% глинистых частиц.

Засоленные грунты, уложенные в тело земляных гидротехнических сооружений в зоне ниже депрессионной кривой, подвергаются длительному воздействию тока фильтрующейся воды; при этом может происходить более или менее интенсивное растворение и выщелачивание солей — солевая суффозия, сопровождаясь изменениями в структурном сложении рассоляющихся грунтов. В связи с этим могут изменяться и строительные свойства последних.

Наиболее существенные изменения вследствие солевой суффозии возможны в фильтрационной способности грунтов. Долгое время среди строителей-гидротехников господствовало убеждение, что выщелачивание солей будет «изрешечивать» грунт, увеличивая его пористость на величину объема выщелоченной соли, в результате чего водопроницаемость грунта станет непрерывно увеличиваться. В настоящее время экспериментально и теоретически доказано, что вопрос о конечных изменениях плотности и фильтрационных свойств рассоляющегося грунта значительно более сложен, чем это первоначально представлялось. Так, установлено, что в рассоляющемся грунте изменяется не только величина, но и характер пористости, поскольку при этом могут изменяться степень дисперсности, характер связей между частицами грунта и состав поглощенных катионов [2]. К числу решающих факторов, влияющих на формирование фильтрационных свойств

Таблица 1

Гранулометрический и солевой состав исследованных грунтов

№ п/п	№ образцов грунтов	Процентное содержание: фракций в *мм*: песчаных: крупнее 0,1	0,1—0,05	пылеватых: 0,05—0,01	0,01—0,005	глинистых: 0,005—0,001	мельче 0,001	ионов в солянокислой вытяжке: SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	ионов в водной вытяжке: CO_3^{2}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	по разности	плотный остаток	содержание гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Наименование исследованных грунтов
1	48	1	2	23	27	16	31	0,72	3,64	0,68	—	—	—	—	—	—	—	0,2	1,3	Глинистый грунт незасоленный
2	46	8	9	46	12	15	10	0,2	7,74	0,65	—	—	—	—	—	—	—	0,12	1	Тяжелые пылеватые суглинки незасоленные (лессовидные)
3	47	3	8	54	23	6	6	0,19	7,8	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,22	1	Легкие пылеватые суглинки
4	4	—	5	54	24	9	8	0,77	7,9	0,19	—	0,05	0,45	0,43	0,14	0,08	0,2	2	1,4	Средние суглинки слабозасоленные
5	14	—	—	—	—	6	6	—	—	—	—	0,03	1,52	0,58	0,43	0,12	0,56	3,8	—	Легкие сульфатно-хлоридные суглинки
6	10	—	—	—	—	7	5	—	—	—	—	0,03	2,23	0,66	0,57	0,22	0,71	5,2	—	То же
7	2	—	2	42	31	14	11	1,99	8,18	2,62	—	0,04	3,25	1,86	0,86	0,57	0,95	7,53	3,5	Тяжелые сульфатно-хлоридные
8	6	—	1	54	29	7	9	1,55	7,05	0,27	—	0,04	3,83	1,66	0,97	0,46	1,3	9,93	1	Средние сульфатно-хлоридные
9	9	3	19	52	15	5	6	3,25	6,46	0,22	0,003	0,05	3,46	3,00	0,52	0,45	2,23	10	2	Легкие смешанного засоления
10	3	—	2	60	24	8	6	6,21	6,11	0,27	0,002	0,04	5,43	5,08	0,68	0,62	4,05	16,6	2,3	То же

Продолжение табл. 1

№ п/п	№ образцов грунтов	Процентное содержание фракций в *мм*						Процентное содержание ионов в солянокислой вытяжке			Процентное содержание ионов в водяной вытяжке								Наименование исследованных грунтов
		песчаных		пылеватых		глинистых													
		крупнее 0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	мельче 0,001	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	по разности	плотный остаток	содержание гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	
11	11	—	—	—	—	6	4	—	—	—	0,004	0,02	7,64	3,5	0,44	0,59	5,02	18,5	—	Легкие сульфатно-хлоридные
12	5	—	5	49	27	9	11	3,8	6,83	2,1	0,004	0,03	1,93	2,91	0,29	0,22	1,91	7,2	3	Тяжелые хлоридно-сульфатные
13	19	—	1	13	43	23	20	7,53	7,92	3,05	—	0,08	0,161	2,66	0,51	0,13	0,57	4,57	10,9	Глинистый грунт загипсованный
14	17	53	8	23	8	7	1	10,33	8,65	2,07	—	0,08	0,97	3,92	0,54	0,38	1,21	7,86	13,8	Супесь загипсованная
15	15	2	2	41	32	18	5	20,64	15,99	1,97	—	0,07	0,02	1,59	0,61	0,04	0,04	2,38	37	Тяжелый пылеватый суглинок загипсованный
16	22	4	7	41	26	10	12	23,43	18,44	0,77	—	0,08	0,03	1,64	0,59	0,04	0,07	2,61	42	То же
17	28	—	—	—	27	14	9	14,6	7,22	4,73	—	0,04	0,45	5,81	0,54	0,69	1,17	10,4	18,1	
18	23	3	6	63	16	5	7	18,58	12,93	1,22	—	0,09	0,01	1,36	0,58	0,01	—	2,13	33,4	Легкий пылеватый суглинок загипсованный

Примечания. 1. Гранулометрический анализ проводился комбинированным методом Сабанина-Робинзона, с предварительной отмывкой растворимых солей.

2. Водная вытяжка приготовлялась при соотношении $\frac{\text{грунт}}{\text{вода}} = \frac{1}{5}$.

3. Солянокислая вытяжка готовилась с 5%-ной кислотой при 30-мин. кипячении.

Таблица 2

№ п/п	Содержание частиц <0,005 мм	Название по гранулометрическому составу	Содержание солей в %		Влажность пределов пластичности в %		Число пластичности	Примечание
			легкорастворимых	гипса	верхнего	нижнего		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
4	17	Средний пылеватый суглинок	2	—	31	25	6	
2	25	Тяжелый пылеватый суглинок	7	—	29	22	7	
5	20	То же	7	—	26	19	7	
6	16	Средний пылеватый суглинок	10	—	27	21	6	
3	15	То же	16	—	27	21	6	
10	12	Легкий пылеватый суглинок	5	—	26	23	3	
11	11	То же	18	—	27	23	4	
9	11	Легкий суглинок	10	—	22	19	3	
19	33	Глинистый грунт	4	11	29	23	6	
28	25	Тяжелый пылеватый суглинок	10	18	24	17	7	
15	23	То же	2	37	24	21	3	
23	12	Легкий пылевидный суглинок	2	33	24	21	3	
17	8	Супесь	8	14	19	17	2	

рассоляющегося грунта, следует отнести осадку его в сооружении под давлением веса вышележащих слоев грунта. Сопровождая процесс выщелачивания, осадка эта в известной мере компенсирует увеличение пористости рассоляющегося грунта. Вопросу динамики фильтрационных свойств засоленных грунтов посвящен ряд работ [2, 3, 5 и др.], но все они содержат материалы исследований грунтов с ненарушенным сложением.

Поскольку в задачу наших исследований входило изучение свойств засоленных грунтов как строительных материалов, соответственные фильтрационные исследования проведены на образцах с нарушенным сложением при плотности, равной 1,6 $г/см^3$.

Опыты проводились в двух вариантах: по обычной методике, не учитывающей давления на грунт, и в условиях сжатия образцов вертикальной нагрузкой, равной 1 $кг/см^2$.

В результате проведенных исследований установлены тесная взаимообусловленность процессов фильтрации и солевой суффозии и зависимость их от внешних условий — наличия или отсутствия давления на грунт.

Указанная зависимость отражается на фильтрационной способности грунтов, значительно сниженной в условиях сжатия их нормальными силами, что связано со значительным подавлением

Таблица 3

Изменение коэффициента фильтрации и объемного веса грунтов в различных условиях опыта

№ образцов грунтов	Средний коэффициент фильтрации K в *см/сек*		Пределы изменения коэффициента фильтрации		Объемный вес грунтов в *г/см*^{3}			
					в опытах под давлением		в опытах без давления	
	в опытах под давлением	в опытах без давления	в опытах под давлением	в опытах без давления	исходный	конечный	исходный	конечный
1	2	3	4	5	6	7	8	9
5	$0{,}3\cdot10^{-6}$	$3{,}7\cdot10^{-6}$	$0{,}2—0{,}7\cdot10^{-6}$	$2—6\cdot10^{-6}$	1,6	1,61	1,6	—
15	$1{,}0\cdot10^{-6}$	$28{,}4\cdot10^{-6}$	$0{,}7—1{,}4\cdot10^{-6}$	$11—45\cdot10^{-6}$	1,6	1,59	1,6	1,49
23	$2{,}8\cdot10^{-6}$	$12{,}8\cdot10^{-6}$	$1{,}6—3{,}9\cdot10^{-6}$	$3{,}2—23{,}4\cdot10^{-6}$	1,6	1,57	1,6	1,54
46	$0{,}5\cdot10^{-6}$	$14{,}1\cdot10^{-6}$	$0{,}3—1{,}1\cdot10^{-6}$	$10{,}0—25{,}0\cdot10^{-6}$	1,6	1,69	1,6	1,54

факторов, обусловливающих разуплотнение грунта в процессе солевой суффозии (табл. 3).

Изменения фильтрационной способности засоленных грунтов во времени зависят от характера их засоления и от внешних условий.

Коэффициент фильтрации в грунтах, содержащих легкорастворимые соли — хлориды и сульфаты — и находящихся под давлением, с течением времени снижается. При отсутствии давления фильтрационная способность этих грунтов изменяется различно: в хлоридных солончаках с преимущественным содержанием хлористого натрия коэффициент фильтрации со временем снижается, в сульфатных — возрастает (рис. 1). Снижение фильтрационной способности хлоридных солончаков можно объяснить влиянием поглощенного натрия, возрастающим по мере уменьшения концентрации солевого раствора; в опытах под давлением фильтрационный процесс тормозится еще и за счет осадки грунта, сопровождающей солевую суффозию.

Изменение коэффициента фильтрации в сульфатном солончаке, очевидно, обусловлено структурными преобразованиями этого грунта. Последующее растворение и вынос сернокислого натрия привели к увеличению пористости грунта и усилению его фильтрационной способности при отсутствии давления на грунт. В условиях давления та и другая уменьшались благодаря осадке грунта, значительно превосходящей по величине осадку хлоридного солончака (рис. 1).

Фильтрационная способность загипсованных грунтов, независимо от условий работы их в сооружении на первом этапе соле-

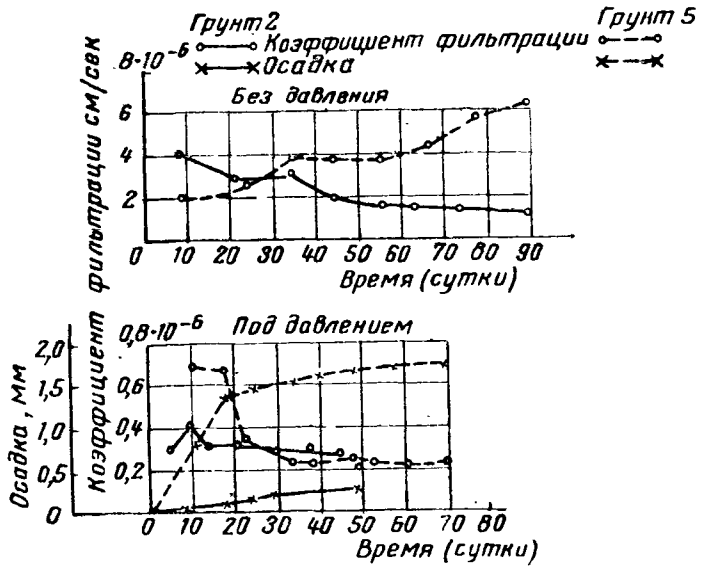


Рис. 1. Динамика коэффициента фильтрацни и осадки грунтов, содержащих легкорастворимые соли

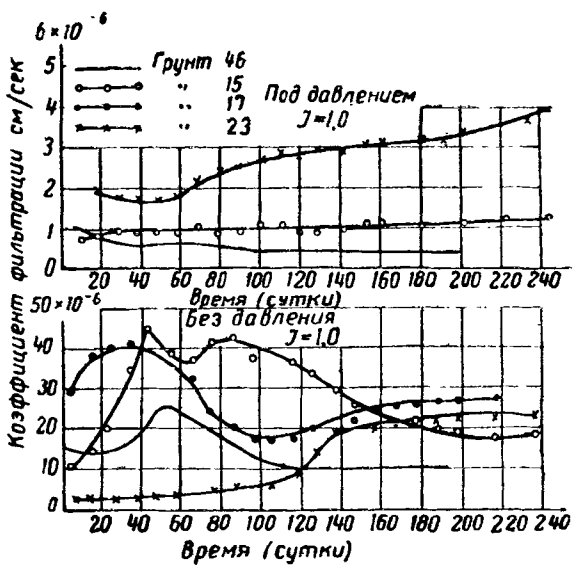


Рис. 2. Динамика коэффициента фильтрации загипсованных грунтов в разных условиях

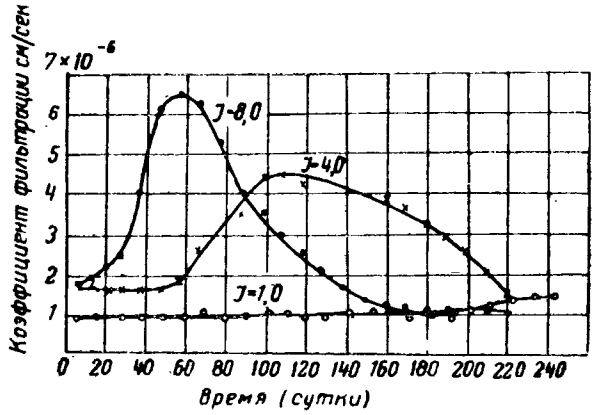


Рис. 3. Динамика коэффициента фильтрации грунта (образец № 15) при различных градиентах

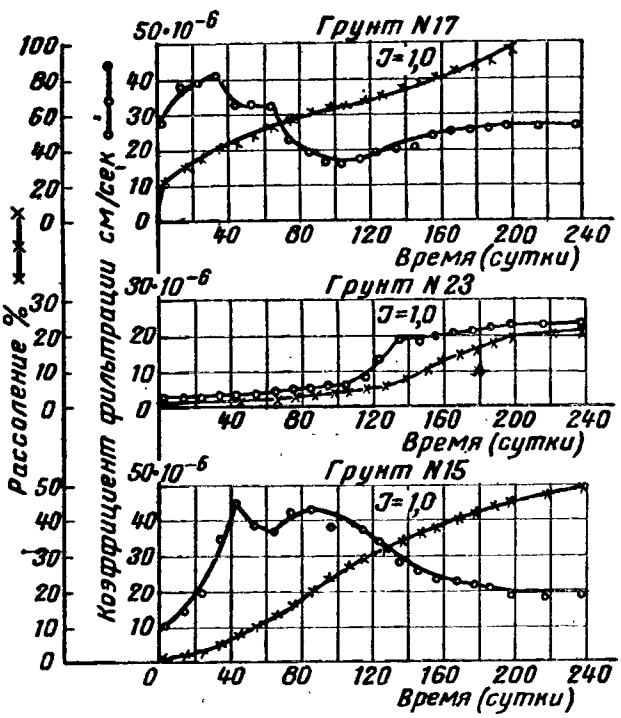


Рис. 4. Динамика коэффициента фильтрации загипсованных грунтов в сопоставлении с рассолением (опыты без давления)

вой суффозии возрастает, а при дальнейшем рассолении снижается, стремясь к некоторой постоянной величине (рис. 2, 3).

Поскольку водопроницаемость грунтового монолита определяется образующимся маловодопроницаемым слоем, играющим роль противофильтрационного экрана, постольку понижение фильтрационной способности загипсованных грунтов происходит задолго до полного их рассоления (рис. 4, 5).

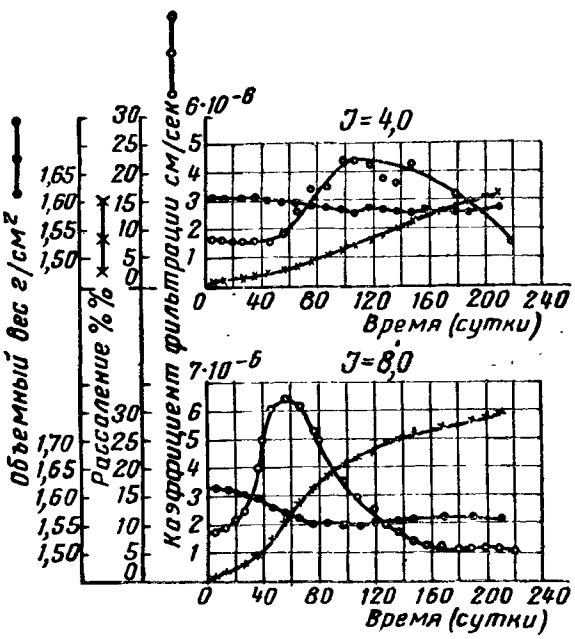


Рис. 5. Динамика коэффициента фильтрации грунта (образец № 15) в сопоставлении с рассолением и изменением объемного веса (при высоких градиентах в опытах под давлением)

Степень динамического изменения фильтрационной способности загипсованных грунтов определяется режимом фильтрации. При низких градиентах ($I = 1$) и наличии давления на грунт изменение коэффициента фильтрации значительно растянуто во времени; с увеличением градиента период изменения коэффициента фильтрации сокращается, а величина его максимального значения возрастает (рис. 3).

Процесс солевой суффозии в загипсованных грунтах характеризуется прямой зависимостью между количеством выщелоченных солей и объемом профильтровавшейся воды вследствие почти постоянной величины плотного остатка в фильтратах, близкой к предельной растворимости гипса (рис. 6,*В*). Невысокая величина последней (≈ 2 *г/л*) и относительно низкая фильтрационная способность загипсованных грунтов обусловливают значительную растянутость процесса их рассоления во времени.

В грунтах же, содержащих легкорастворимые соли, процесс солевой суффозии имеет наибольшее развитие в начальной своей стадии, характеризующейся более высокими значениями плотного остатка фильтратов (рис. 6,*А*). В дальнейшем концентрация солей в фильтрате резко снижается, и интенсивность рассоления грунтов затухает независимо от их фильтрационной способности.

Рассмотренная выше зависимость имеет промежуточный характер при наличии в грунте как легкорастворимых солей, так и гипса (рис. 6,*Б*).

Обращаясь к количественной оценке фильтрационных свойств исследованных нами загипсованных грунтов различного солевого состава, следует сказать, что в средних своих значениях она оказалась невысокой ($K = n \cdot 10^{-6}$ *см/сек* в опытах под давлением и $n \cdot 10^{-5}$ *см/сек* — без давления). В процессе рассоления наблюдалось 3—7-кратное увеличение коэффициентов фильтраций грунтов; но и после этого величина их не выходила за пределы, характерные для незасоленных суглинков ($1 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-6}$ *см/сек*) [4], возможность применения которых в гидротехнических сооружениях не вызывает сомнения. Добавим к этому, что коэффициент фильтрации исследованного нами эталонного грунта № 46 — незасоленного лессовидного суглинка, был равен в средних своих значениях $0{,}5—14 \cdot 10^{-6}$ *см/сек* (соответственно под давлением и без него), т. е. величина его имела тот же порядок, что и коэффициенты фильтрации засоленных грунтов. Таким образом, в отношении фильтрационной способности засоленных грунтов и динамики ее изменения в процессе солевой суффозии результаты проведенных исследований не дают оснований к запрещению использования этих грунтов в качестве строительных материалов для гидротехнических сооружений.

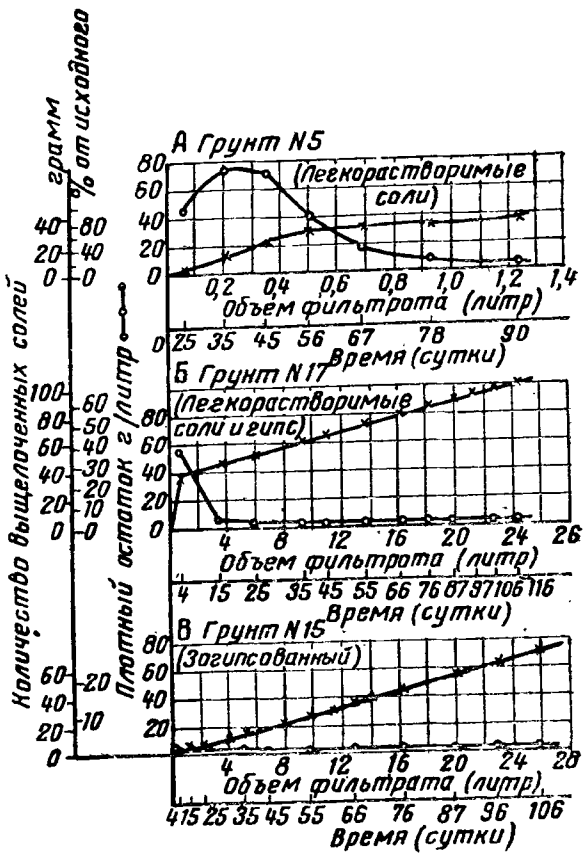


Рис. 6. Динамика выщелачивания солей из грунтов (в опытах без давления)

В сооружениях, возведенных из загипсованных грунтов, процесс рассоления со всеми сопровождающими его явлениями будет чрезвычайно растянут во времени. Произведенный нами соответственный расчет, а также обследование сооружений, возведенных из сильно загипсованных грунтов, по истечении 10—15-летней эксплуатации их показали, что период первого этапа рассоления, соответствующего выщелачиванию из грунтов около 20% исходного содержания гипса, может исчисляться сотнями лет.

Остановимся еще на одном важном моменте, связанном с процессом солевой суффозии, — величине и динамичности осадки рассоляющегося грунта под давлением.

В табл. 4 приведены данные об осадке, наблюдавшейся в условиях различной интенсивности развития солевой суффозии в образце грунта № 15.

Таблица 4

Осадка грунтов в процессе фильтрации

№ образца грунта	Градиент	Продолжительность опыта в сутках	Количество выщелоченной соли		Исходная высота образца в *см*	Осадка		Конечная высота образца в *см*	Изменение объемного веса в *г/см*³	
			в *г*	в % от исходного содержания		в *см*	в % от исходной высоты		исходный	конечный
15	1	180	6,7	2,3	8	0,181	2,2	7,819	1,6	1,61
15	4	210	42,1	16	8	0,395	5	7,605	1,6	1,59
15	8	210	81,3	31	8	0,572	7,2	7,428	1,6	1,55
46	1	180	—	—	8	0,486	6,1	7,514	1,6	1,68

Согласно этим данным максимальное развитие осадки загипсованного грунта соответствует наибольшей интенсивности суффозионного процесса, наблюдавшейся при фильтрации под большим напором. В этих условиях она в период первого этапа рассоления достигает 5—7% от исходной высоты слоя грунта. Если принять во внимание, что период этот в сооружениях будет растянут на сотни лет, а изменение плотности грунтов во времени происходит довольно плавно (рис. 5), можно считать, что солевая суффозия не вызовет таких резких просадок грунта, которые могли бы нарушить монолитность сооружения. Подтверждением этого является еще и то обстоятельство, что осадка наблюдается и в незасоленных грунтах, и, как показывают данные табл. 4, величина ее даже превосходит таковую в загипсованных грунтах, работающих в идентичных с незасоленным грунтом условиях.

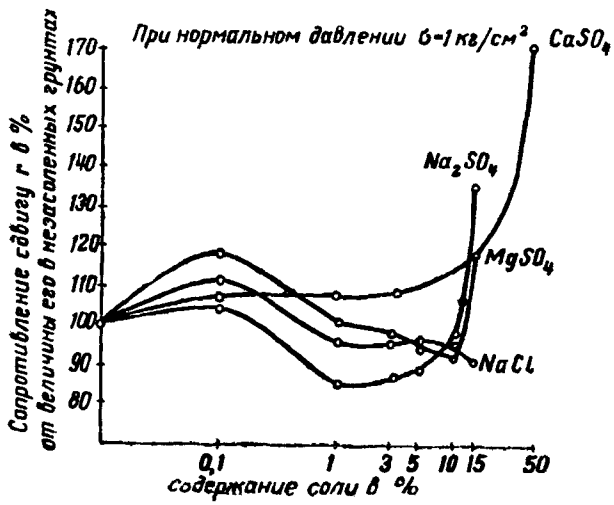


Рис. 7. Влияние солей на сопротивление лессовидных грунтов сдвигу

Таким образом, и с точки зрения просадочности нет оснований опасаться применения загипсованных грунтов в гидротехнических сооружениях.

Графики, приведенные на рис. 7, иллюстрируют общие закономерности изменения сопротивления сдвигу в зависимости от качественного и количественного содержания соли в искусственно засоленном лессовидном суглинке. Максимальные величины

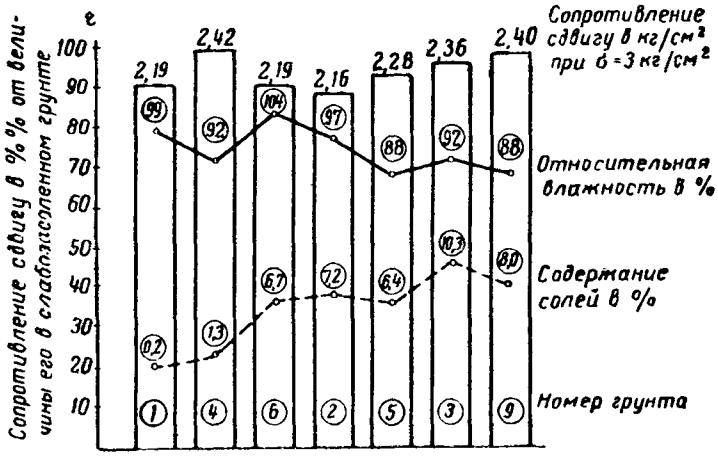


Рис. 8. Сопротивление сдвигу в естественных засоленных грунтах, содержащих легкорастворимые соли

сопротивления сдвигу имеют место в присутствии всех солевых растворов слабой концентрации (0,1—0,01). С повышением последней сопротивление сдвигу падает и имеет минимальные значения в насыщенных солевых растворах. В присутствии нерастворившегося остатка соли (в смесях, содержащих гипс или легкорастворимые соли в количестве свыше 5—10%) сопротивление сдвигу вновь возрастает, достигая величины его в незасоленном грунте или значительно превышая последнюю. Настоящие закономерности подтверждаются и результатами исследований естественных засоленных грунтов. Из диаграммы на рис. 8 видно, что сопротивление сдвигу возрастает в слабо засоленном грунте по сравнению с незасоленным и вновь снижается в сильно засоленных грунтах. Однако это снижение не пропорционально возрастающей степени их засоления; оно является более значительным в грунтах хлоридного типа засоления (№ 2 и 6), отличающихся от остальных высокой относительной влажностью[1] и отсутствием в составе твердой фазы грунта нерастворяющегося остатка соли. В других более засоленных, но менее влажных грунтах, имеющих большую плотность, отрицательное влияние солей на сопротив-

[1] Под относительной влажностью в данном случае понимается влажность, выраженная в % от нижнего предела пластичности данного грунта.

ление сдвигу практически сводится к нулю, несмотря на то, что количество их составляет 6—10%. Данные, приведенные в табл. 5, показывают, что при влажности, не превышающей максимальную молекулярную влагоемкость грунта, т. е. при отсутствии в нем свободной воды, наличие растворимых солей значительно повышает сопротивление грунта сдвигу.

Таблица 5

Влияние солей на сопротивление сдвигу τ пылеватой супеси, уплотненной при оптимальной влажности w

Состав грунта									
незасоленный		с добавкой гипса		с добавкой сернокислого магния		с добавкой сернокислого натрия		с добавкой хлористого натрия	
τ в $кг/см^2$	w в %	τ в $кг/см^2$	w в %	τ в $кг/см^2$	w в %	τ в $кг/см^2$	w в %	τ в $кг/см^2$	w в %
1,98	16	2,29	17	2,32	12	2,71	14	2,81	13

Следовательно, сопротивление сдвигу в сильно засоленных грунтах нельзя рассматривать только в связи со степенью их засоления; решающее значение в данном случае принадлежит особенностям структурного сложения засоленных грунтов и степени их увлажнения. Положительное влияние гипса на сопротивление сдвигу, наблюдавшееся в искусственных солевых смесях, также подтверждается исследованиями естественных загипсованных грунтов различного гранулометрического состава. На диаграмме № 9 сопротивление сдвигу загипсованных грунтов сопоставляется с соответствующими величинами, относящимися к незасоленным грунтам сходного гранулометрического состава.

Влияние гипса более резко выражено в двух крайних гранулометрических разностях: в супеси и легком пылеватом суглинке, с одной стороны, и в глинистом грунте — с другой. При этом в более тяжелых грунтах величины сопротивления сдвигу закономерно изменяются в соответствии с относительной влажностью грунтов. Влияние гипса на сопротивление сдвигу можно объяснить присутствием в составе твердой фазы грунта остроугольных кристаллов соли различной крупности, создающих дополнительные цементационные связи и усиливающих трение между отдельными элементами скелета. Незначительная часть гипса находится в виде раствора слабой концентрации, вызывающего дегидратацию коллоидных частиц, положительное влияние которой более резко сказывается в более дисперсных грунтах. Неодинаковую степень влияния гипса на сопротивление сдвигу в грунтах различного гранулометрического состава можно объяснить, исходя

из представления о том, что в супесях и в легких суглинках сопротивление сдвигу в большей мере обусловливается трением и в меньшей — сцеплением; в тяжелых же грунтах решающее значение принадлежит сцеплению, которое усиливается по мере повышения дисперсности грунта и степени его дегидратации.

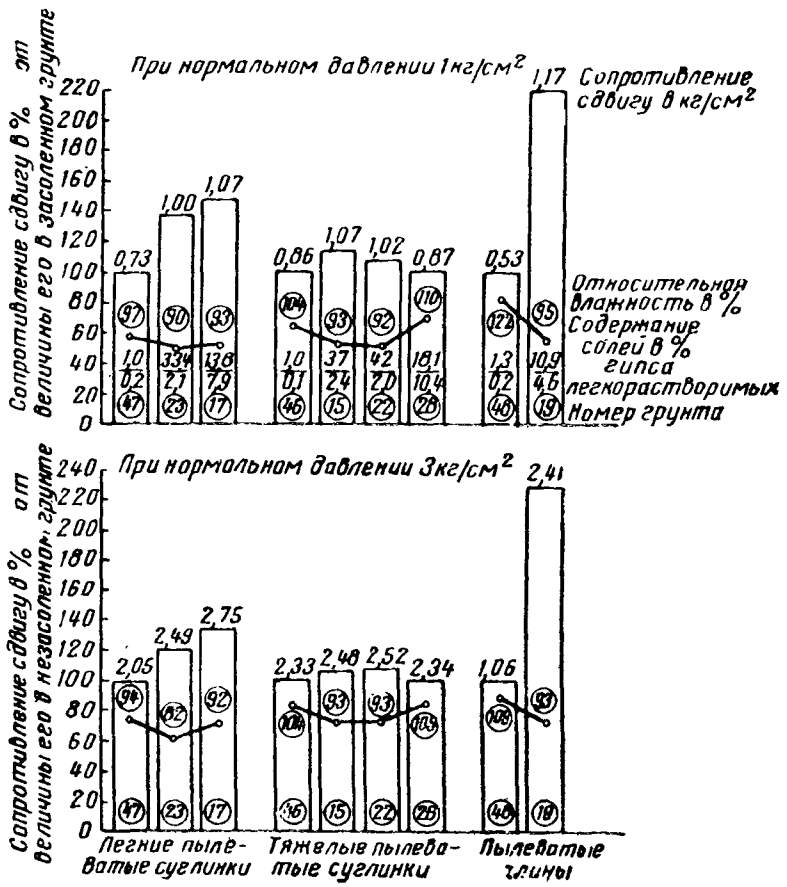


Рис. 9. Сопротивление сдвигу в загипсованных грунтах

В табл. 6 приводятся показатели сопротивления сдвигу в различных грунтах до и после их рассоления. Сопоставление этих величин показывает, что характер их изменения в основном определяется относительной влажностью данного грунта и в меньшей мере зависит от количества вымытых солей. Незначительное снижение сопротивления сдвигу (на 3—7% от исходной величины) наблюдается во всех тех случаях, когда влажность рассоленного грунта была на 3—5% выше, чем в исходном состоянии. Того же порядка данные приводятся в работе Ломизе Л. Н. [2]. При большем повышении относительной влажности в рассоленном супесчаном грунте (образец № 17) сопротивление сдвигу снижается на 13—18%. В суглинистых грунтах это снижение может быть более значительным; ориентировочно его можно считать в пределах до 20—25%.

Таблица 6

Сопротивленне сдвигу в засоленных грунтах до и после их рассоления

№ п/п	№ образца грунта	Тип засоления	Состояние грунта	Содержание солей в %	Относительная влажность (после среза)	Сопротивление сдвигу		Условия опыта
						τ в кг/см²	в % от τ (исходного)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	4	Смешанный	Исходное	1,3	92	2,42	—	При σ=3 кг/см²
		»	После рассоления	0,3	100	2,42	100	» σ=3 »
2	9	Хлоридно-сульфатный	Исходное	8	88	2,4	—	» σ=3 »
			После рассоления	1,5	88	2,45	102	» σ=3 »
3	2	Сульфатно-хлоридный	Исходное	7,2	97	2,16	—	» σ=3 »
			После рассоления	6	97	2,25	104	» σ=3 »
4	3	То же	Исходное	10,3	92	2,36	—	» σ=3 »
			После рассоления	1,9	100	2,34	99	» σ=3 »
5	5	Хлоридно-сульфатный	Исходное	6,4	88	2,28	—	» σ=3 »
			После рассоления	4,9	92	2,16	94	» σ=3 »
11	6	Сульфатно-хлоридный	Исходное	6,7	104	2,19	—	» σ=3 »
12			После рассоления	1,7	107	2,04	93	» σ=3 »
13	19	Гипсовый с легкорастворимыми солями	Исходное	10,9 / 4.6	99	0,92	—	» σ=1 »
14			После рассоления	≈14	98	0,98	106	» σ=1 »
15	22	Гипсовый	Исходное	42,0 / 2·3	93	1,65	—	» σ=2 »
16			После рассоления	≈42	90	1,72	104	» σ=2 »
17	22		Исходное	42,0 / 2·3	92	2,53	—	» σ=3 »
18			После рассоления	≈42	97	2,46	97	» σ=3 »
19	23	»	Исходное	33,4 / 2·1	80	1,18	—	» σ=1 »
20			После рассоления	≈33	84	1,13	95	» σ=1 »
21	17	Гипсовый с легкорастворимыми солями	Исходное	13,8 / 7·3	90	2,75	—	» σ=3 »
			»	≈5	107	2,39	87	» σ=3 »
					150	2,27	82	» σ=3 »

Примечание. Над чертой показано содержание гипса, под чертой — содержание легкорастворимых солей.

Заканчивая рассмотрение вопроса о сопротивлении сдвигу в засоленных грунтах, следует еще раз подчеркнуть, что показатели последнего будут определяться не количественным содержанием солей, а их качественным составом и еще в большей мере — сложением грунта, его плотностью и влажностью. Последние же зависят от условий работы засоленного грунта в теле сооружения. Эти условия могут быть наиболее неблагоприятными в тех случаях, когда невысокая исходная плотность грунта может снижаться в процессе выщелачивания солей и когда будет затруднен отток воды из грунта в зоне ниже депрессионной кривой.

При возведении земляных гидротехнических сооружений методом укатки большое практическое значение имеют вопросы, связанные с уплотняемостью грунтов. Уплотнение грунта происходит за счет разрушения крупных его комьев и более компактного взаиморасположения грунтовых частиц и мелких структурных агрегатов под воздействием приложенных извне сил. Уплотняемость грунтов можно характеризовать предельной величиной объемного веса, достигаемой в тех или иных условиях уплотнения, и количеством затрачиваемой при этом работы. Известно, что способность различных грунтов к уплотнению зависит от их гранулометрического и структурного состава, прочности структурных агрегатов, степени увлажнения грунта и способа приложения уплотняющей нагрузки.

Результаты наших исследований, проводившихся на искусственно засоленных лессовидных суглинках, показывают, что уплотняемость последних при воздействии на грунт ударных нагрузок изменяется в зависимости от находящихся в них солей. Характер этих изменений определяется главным образом степенью растворимости последних. Уплотняемость естественных засоленных грунтов иллюстрируется данными, приведенными на рис. 10. Слабозасоленный грунт образца № 4 отличается от всех других минимальной величиной предельной плотности и требует для своего уплотнения большего количества работы. В связи с этим следует отметить, что грунт образцов № 4, 6, 3 и 9 представляет собой аллювиальные наносы низовий р. Аму-Дарьи, которым свойственны слабо выраженная структурность, отсортированность фракционного состава и окатанная форма частиц, что является причиной относительно пониженной уплотняемости этих грунтов и особенно слабозасоленного грунта в образце № 4. Кроме того, в этом последнем случае может сказываться и пептизирующее влияние со стороны солевого раствора слабой концентрации. При наличии большего количества легкорастворимых солей (образцы № 6, 8 и 9) уплотняемость грунтов возрастает: резко снижается количество работы, потребное для достижения любой заданной плотности, и повышаются предельные значения последней.

Количество работы, потребное для достижения заданной плотности, зависит от влажности грунта: с повышением послед-

ней оно уменьшается и при нижнем пределе пластичности эффективность работы, затрачиваемой в грунтах различной степени засоления, становится почти одинаковой. Влажностью определяется не только потребное количество работы, но и ограничивается предельная степень уплотнения грунта: при нижнем пределе пластичности объемный вес грунтов различного солевого состава не превышает 1,65 $т/м^3$. Таким образом, положительное влияние легкорастворимых солей на уплотняемость пылевато-суглинистых грунтов сказывается главным образом при влажности, близкой к максимальной молекулярной влагоемкости.

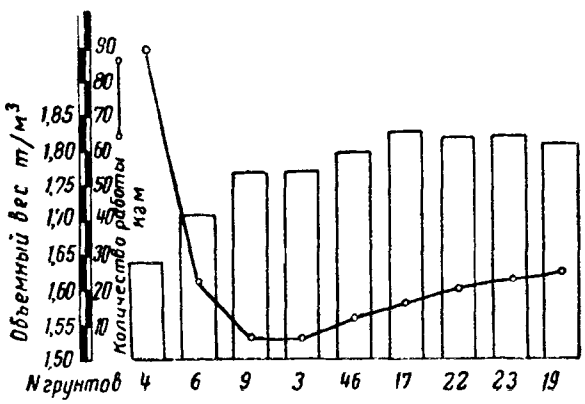


Рис. 10. Предельная плотность грунтов различного солевого состава и количество работ, потребное для достижения $\delta=1{,}6\ т/м^3$, при влажности, равной максимальной молекулярной влагоемкости

Оптимальная влажность в незасоленных грунтах лежит между нижним пределом пластичности и максимальной молекулярной влагоемкостью; под влиянием легкорастворимых солей она снижается за пределы последней.

Загипсованные грунты, несмотря на различие их гранулометрического состава и неодинаковое содержание гипса, характеризуются очень близкими значениями предельной плотности и в этом отношении практически не отличаются от незасоленных лессовидных суглинков. Однако для достижения как предельной, так и любой заданной плотности в загипсованных грунтах затрачивается примерно в два раза большее количество работы, по сравнению с незасоленными. В незначительной степени последнее разнообразится в зависимости от гранулометрического состава загипсованных грунтов: легче других уплотняется супесь (образец № 17) и труднее — глинистый грунт (образец № 19). Количество работы, потребное для достижения заданной плотности в загипсованных грунтах, так же как и в незасоленных, снижается по мере повышения влажности. Последней лимитируется и плотность грунта, которая при нижнем пределе пластичности не превышает 1,6—1,7 $т/м^3$.

Монолитность грунта в теле земляных гидротехнических сооружений может нарушаться в результате появления в нем усадочных трещин. Известно, что усадочные свойства грунтов (величина усадки и характер ее протекания) зависят от плотности грунта, его гранулометрического состава, от количества содержа-

щейся в грунте воды, а также от ряда внешних факторов, обусловливающих интенсивность испарения. Исследования, проводившиеся на искусственных смесях лессовидных суглинков с различными солями, показывают, что и последние влияют на процессы усадки. Это положение подтверждается и результатами исследования естественных засоленных грунтов, показанными на рис. 11. В грунтах, сходных по гранулометрическому составу, величина линейной усадки тем меньше, чем выше содержание солей. Влажность предела усадки в сильно засоленных грунтах возрастает до

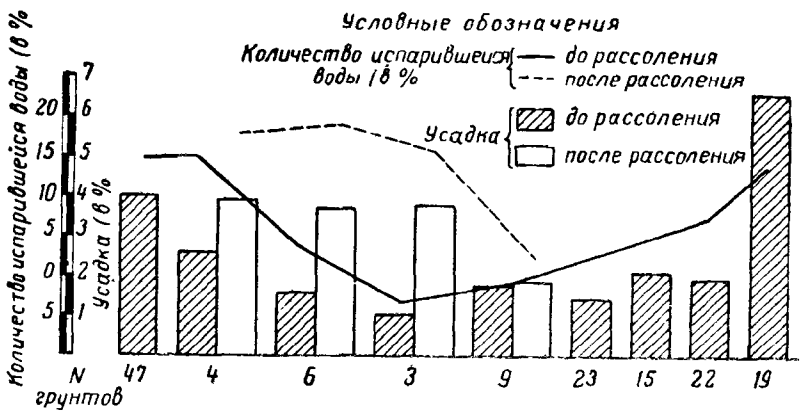


Рис. 11. Линейная усадка (при исходной влажности, равной верхнему пределу пластичности)

5—7 и даже до 10% против 1—2% в незасоленных или слабо засоленных; соответственно с этим уменьшается и общее количество воды, испарившейся из засоленных грунтов, при этом процесс испарения оказывается сильно растянутым во времени.

Усадочные свойства пылеватосуглинистых грунтов, подавляемые под влиянием легкорастворимых солей, восстанавливаются после выщелачивания последних: снижается влажность предела усадки, возрастает скорость развития усадочных явлений и повышается конечная величина усадки.

Результаты лабораторных исследований подтверждаются наблюдениями за состоянием засоленных грунтов в дамбах обвалования: последние имеют более монолитное сложение, нежели на участках, отсыпанных из незасоленных грунтов. В этом отношении более благоприятными являются грунты с преобладающим содержанием хлористых солей над сернокислыми. При обратном соотношении, как упоминалось выше, на поверхности откосов дамб летом образуется слой «пухляка», при развевании которого поперечный профиль дамбы ежегодно может «снашиваться» на 3—5 *см.*

Исследование загипсованных грунтов показывает, что гипс не оказывает влияния на скорость развития усадочных явлений, тем не менее наличие его незначительно снижает конечную вели-

чину усадки. В данном случае влияние гипсовых кристаллов можно рассматривать как аналогичное влиянию инертных песчаных фракций.

Целый ряд явлений, характеризующих поведение грунтов в гидротехническом сооружении, обусловливается большей или меньшей способностью их к набуханию. Величина набухания зависит от ряда факторов, предопределяющих возможность более или менее интенсивного развития гидратных оболочек на грунто-

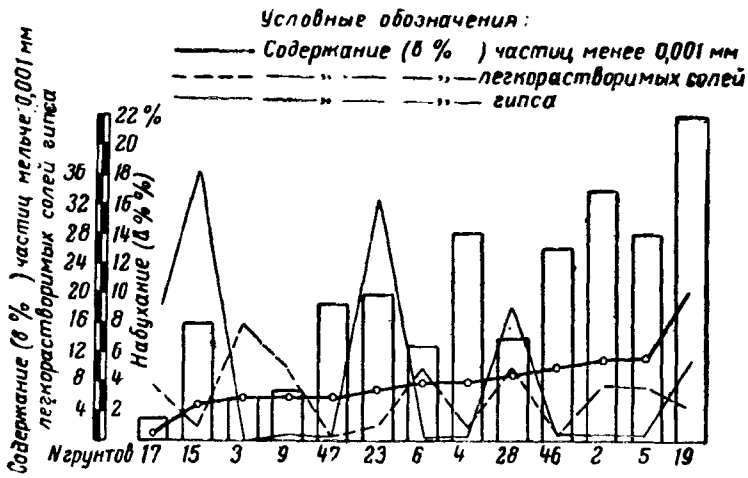


Рис. 12. Зависимость набухания от степени дисперсности и содержания легкорастворимых солей

вых частицах. На рис. 12 представлены данные, характеризующие величину набухания в естественных засоленных грунтах различного состава. Сопоставление этих данных показывает, что способность к набуханию в исследованных грунтах в основном определяется степенью их дисперсности; но при одинаковом или мало отличающемся содержании частиц мельче 0,001 *мм* величина набухания тем меньше, чем выше содержание легкорастворимых солей. Отклонения от этой общей зависимости имеют место в образцах № 2 и 4: первый из них набухает сильнее, чем образец № 5, при одинаковых степени дисперсности и общем содержании легкорастворимых солей в обоих грунтах, но при значительном преобладании в образце № 2 хлористого натрия над другими солями; образец слабо засоленного грунта № 4 при меньшей степени дисперсности по сравнению с незасоленным грунтом № 46 показывает большую способность к набуханию. Гипс в отличие от легкорастворимых солей не оказывает активного влияния на способность грунтов к набуханию, и последняя определяется только степенью их дисперсности. Пониженная способность к набуханию в грунтах, содержащих большое количество легкорастворимых солей, восстанавливается после вымывания последних, о чем свидетельствует табл. 6.

Таблица 6

№ образцов грунтов	3	6	9	14
Набухание в %				
до рассоления	3	7	3	14
после рассоления	13	12	6	9

Отмеченные факты также являются следствием неодинакового влияния со стороны солевых растворов различного состава и концентрации на гидрофильные свойства коллоидных частиц.

В заключение следует отметить, что ни одно из исследованных свойств грунтов, представленных в широком диапазоне засоления (содержащих до 16% легкорастворимых солей и до 40% гипса), не ухудшается под влиянием последнего в такой мере, чтобы исключалась возможность широкого использования засоленных грунтов в качестве строительных материалов для возведения земляных гидротехнических сооружений; в ряде случаев отмечается даже положительное влияние солей на свойства пылеватосуглинистых грунтов.

Основные же свойства засоленных грунтов, используемые в качестве расчетных характеристик при проектировании сооружений (сопротивление сдвигу, коэффициент фильтрации), определяются не столько количественным содержанием солей, сколько их качественным составом и условиями работы грунта в теле сооружений. Эти условия могут быть наименее благоприятными в сооружениях малой высоты (в дамбах), где в процессе солевой суффозии возможно разуплотнение грунтов. Устойчивость таких сооружений может быть обеспечена путем соответствующего усиления их поперечного профиля; в отдельных случаях могут быть предусмотрены и другие простейшие мероприятия, направленные на снижение интенсивности фильтрационного процесса в теле сооружения.

В более крупных сооружениях процессы солевой суффозии будут протекать со значительно меньшей интенсивностью, и плотность грунта в теле сооружения будет оставаться более или менее постоянной благодаря воздействию нормального давления со стороны вышележащего массива. При этом условии и при нормальной работе дренирующих устройств растворимые соли, а равным образом и процесс их выщелачивания, не могут оказать сколько-нибудь существенного отрицательного влияния на свойства грунтов, определяющие их прочность. При возведении (или ремонте) сооружений как больших, так и малых решающее значение имеет удовлетворительное выполнение земляных работ, обеспечивающее необходимую плотность засоленных грунтов (в дамбах — не ниже 1,6 $т/м^3$, в смачиваемой зоне плотин — не ни-

же 1,7—1,8 $т/м^3$), и более или менее равномерное распределение солей, исключающее наличие в грунтовом монолите солевых линз, прослоев и гнезд с сосредоточенным скоплением солей.

С учетом всего изложенного можно рекомендовать следующие нормы допустимого содержания солей в пылеватосуглинистых грунтах, предназначенных для возведения земляных гидротехнических сооружений методом укатки.

А. Для отсыпки несмачиваемых элементов земляных гидротехнических сооружений могут применяться любые засоленные грунты независимо от степени и качественного состава засоления.

Б. Более ответственные элементы сооружений, расположенные ниже депрессионной кривой или в зоне ее влияния, могут отсыпаться из грунтов, содержащих до 10% легкорастворимых солей или до 20% гипса, а также из грунтов смешанного типа засоления, содержащих до 20% гипса и до 5% легкорастворимых солей.

Выводы

1. Растворимые соли оказывают существенное влияние на строительные свойства грунтов. Направление и степень этого влияния в меньшей мере зависят от количественного содержания солей; оно обусловливается главным образом качественным составом последних, гранулометрией грунтов и условиями их работы в земляных гидротехнических сооружениях.

Воздействие легкорастворимых солей сводится к изменению структурного состояния и степени гидрофильности грунтов под влиянием солевых растворов различной концентрации; труднорастворимый гипс, присутствующий в составе твердой фазы грунта, усиливает свойства, присущие его скелетным фракциям.

2. В среде очень слабых растворов имеют место повышение пластичности, незначительное усиление сопротивления сдвигу, ухудшение уплотняемости и увеличение набухания.

В присутствии растворов высокой концентрации наблюдаются снижение пределов пластичности, повышение уплотняемости грунтов в условиях оптимальной влажности и подавление развития усадочных явлений и набухания. Величины сопротивления сдвигу в сильно засоленных грунтах (содержащих до 10% легкорастворимых солей) обусловливаются их плотностью и влажностью.

Гипс повышает сопротивление сдвигу, затрудняет уплотняемость грунтов и незначительно снижает величину усадки.

3. Процессы фильтрации и солевой суффозии находятся в тесной взаимосвязи и зависят от внешних условий.

При работе грунтов в условиях, свободных от давления, фильтрационно-суффозионный процесс сопровождается разуплотнением грунта и характеризуется более интенсивным развитием, чем при наличии давления; в условиях последнего происходит осадка грунта, в значительной степени компенсирующая увеличение пористости при выщелачивании солей.

4. Фильтрационно-суффозионный процесс динамичен во времени; динамика эта определяется характером засоления грунтов и условиями работы их в сооружении: фильтрационная способность грунтов, содержащих легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты) и находящихся под давлением, с течением времени снижается; при отсутствии давления в хлоридных солончаках этот процесс постепенно затухает, в сульфатных — возрастает; фильтрационная способность загипсованных грунтов независимо от условий работы их в сооружении, на первых этапах солевой суффозии возрастает, а затем снижается, стремясь к постоянной величине.

Динамичность фильтрационной способности загипсованных грунтов зависит от величины напорного градиента: чем выше последний, тем резче по величине и быстрее во времени происходят изменения коэффициента фильтрации грунтов.

Величина коэффициента фильтрации в засоленных грунтах на различных стадиях солевой суффозии колеблется в пределах $n \cdot 10^{-6}$—$n \cdot 10^{-5}$ *см/сек*, свойственных и незасоленным грунтам соответствующего гранулометрического состава.

5. Динамичность процесса солевой суффозии определяется в основном характером засоления грунтов: в грунтах, содержащих легкорастворимые соли, наибольшая активность этого процесса отмечается на первых стадиях фильтрации; с течением времени интенсивность его снижается независимо от развития фильтрационного процесса; в загипсованных грунтах процесс солевой суффозии характеризуется прямой пропорциональностью между количеством выщелоченного гипса и объемом профильтровавшейся через грунт воды.

6. Осадка засоленных грунтов под нагрузкой, сопровождающая фильтрационно-суффозионный процесс, ни по величине, ни по динамичности своего развития не может являться причиной резких просадок грунта, которые могли бы привести к нарушению монолитности сооружения.

7. Результаты исследования строительных свойств засоленных грунтов указывают на необходимость пересмотра существующих ТУ в части регламентируемых ими норм допустимого содержания солей в грунтах, предназначенных для возведения земляных гидротехнических сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов-Каратаев И. Н., Общие закономерности взаимодействия глин и почв с электролитами, Труды почвенного института имени Докучаева, т. XX, изд. АН СССР, 1939.

2. Ломизе Л. Н., Изменение строительно-технических свойств грунта при фильтрации через него воды, «Известия Тбилисского научно-исследовательского института сооружений и гидроэнергетики» 5, 1953.

3. Морозов А. Т., Динамичность коэффициента фильтрации почвогрунтов в связи с выщелачиванием водорастворимых солей, Труды института гидротехники и мелиорации, т. 12, 1935.

4. Приклонский В. А., Общее грунтоведение, Госгеолиздат, 1950.

5. Терлецкая М. Н., Суффозионная устойчивость засоленных гипсом грунтов в гидротехнических сооружениях. ГрузНИИГиМ, Труды, Сборник 2 (15), 1951.

6. Технические условия и нормы проектирования гидротехнических сооружений, Главгидроэнергострой, 1941.

7. Технические указания по сооружению земляного полотна, Трансжелдориздат, 1947.

П. Ф. МЕЛЬНИКОВ,
канд. геол.-минерал. наук

ВЛИЯНИЕ РАССОЛЕНИЯ НА НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Засоленные грунты в нашей стране имеют большое распространение. Особенно это относится к Туркменской ССР, на территории которой такие грунты занимают значительные площади. В связи с большими строительными работами, осуществляемыми на территории Туркменской ССР, засоленные грунты могут найти себе широкое применение. Но для решения вопроса о возможности использования таких грунтов в строительстве необходимо знать степень и характер их засоленности. Кроме того, для строительных целей большое значение имеет также прогноз изменений свойств засоленных грунтов в связи с изменением их солевого режима.

По вопросу о влиянии солей на свойства грунта в последние годы было выполнено довольно значительное количество исследований, но большая часть их проводилась с грунтами некарбонатными и незасоленными, поэтому полученные выводы нельзя переносить на карбонатные и засоленные грунты Туркмении. Грунты же Туркменской ССР очень редко служили объектом подобных исследований.

Характерной особенностью карбонатных дисперсных грунтов является то, что тонкие частицы в них находятся в скоагулированном состоянии. Известно, что при взаимодействии карбонатных грунтов с водой и водными растворами солей в последних всегда будет присутствовать катион Ca (и частично Mg), который является сильным коагулятором. Порог коагуляции кальция для грунтовых суспензий лежит около 0,002 *N*, а поэтому для свертывания находящихся там грунтовых частиц достаточно присутствия очень небольших количеств солей этого катиона.

Второй особенностью карбонатных дисперсных грунтов является высокая прочность содержащихся в них микроагрегатов. Поэтому в тех случаях, когда эти микроагрегаты не подвергаются механическому воздействию, они будут сохраняться даже при продолжительном замачивании их водой, в то время как микроагрегаты грунтов некарбонатных в тех же условиях обычно сравнительно легко разрушаются. Высокая прочность микроагрегатов карбонатных грунтов не может не оказать своего влияния на

свойства самого грунта, особенно если содержание их достигает значительных величин.

Ниже нами будут приведены некоторые результаты исследований, проведенных в лаборатории кафедры грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета Московского государственного университета.

Лабораторные исследования с карбонатными лессовидными грунтами из Туркменской ССР показали, что первичные частицы этих грунтов находятся в скоагулированном состоянии, образуя микроагрегаты крупностью от 0,05 до 0,01 *мм*. Количество этих микроагрегатов в некоторых лессовидных разностях достигает 50% от веса грунта, не считая элементарных частиц, имеющих те же размеры, т. е. крупнопылеватых частиц. Прочность этих микроагрегатов настолько значительна, что двухчасовое кипячение такого грунта с водой в присутствии небольшого количества аммиака (до слабого запаха) оказывает на них лишь очень слабое диспергирующее воздействие. Кроме того, диспергации при этом подвергаются главным образом лишь более крупные микроагрегаты (0,05—0,01 *мм*), размер которых при указанном воздействии уменьшается до 0,01—0,005 *мм*. Количество микроагрегатов крупностью мельче 0,005 *мм* после кипячения грунта не увеличивается и остается таким же, что и при обычном микроагрегатном анализе. Не увеличивается также и выход частиц мельче 0,001 *мм*.

Следующим испытанием прочности микроагрегатов было искусственное солонцевание грунта. Исследованные грунты в этих целях обрабатывались раствором NaCl. Количество введенной в грунт этой соли в 3 раза превышало расчетную норму для солонцевания. После удаления из грунта избытка NaCl был сделан микроагрегатный анализ, который показал, что в результате солонцевания происходит несколько большее ослабление в прочности микроагрегатов, чем это было при двухчасовом кипячении, и диспергация их происходит более глубоко — до появления микроагрегатов с размерами до 0,001 *мм*.

Следует отметить, что увеличения содержания частиц (и микроагрегатов) с размерами мельче 0,001 *мм* здесь также не происходит. Отсюда следует, что микроагрегаты исследованных грунтов отличаются большей прочностью; при всех прочих равных условиях большей прочностью будут обладать наиболее мелкие микроагрегаты и, наоборот, крупные микроагрегаты будут обладать несколько пониженной прочностью.

Таким образом, микроагрегаты лессовидных карбонатных грунтов Туркмении обладают высокой прочностью как по отношению к воде, так и к воздействию на них искусственного солонцевания, т. е. при замене в них поглощенного кальция на натрий. Отсюда становится понятным, почему для карбонатных грунтов при их солонцевании рекомендуется расчетные дозировки солей увеличивать по крайней мере в 3 раза.

К этому необходимо добавить, что далеко не все карбонатные грунты поддаются искусственному солонцеванию, и результат от солонцевания таких грунтов мало эффективен.

Следует ожидать, что карбонатные грунты и в отношении ряда других свойств будут вести себя несколько иначе, чем грунты некарбонатные.

Попутно отметим, что метод Гедройца (насыщение поглощенного комплекса грунта катионом Na) для подготовки карбонатных грунтов к гранулометрическому анализу по указанной причине является совершенно непригодным.

Далее были проведены опыты по рассолению карбонатных и засоленных грунтов, взятых с территории Туркменской ССР и относящихся как к четвертичным, так и к более древним отложениям. Почти все эти грунты по гранулометрическому составу относились к глинистым разностям.

В процессе опытов грунты оставались в ненарушенном сложении. Опыты продолжались до полного выщелачивания хлоридов и почти до полного выноса сульфатов; содержание последних к концу опыта выражалось десятыми долями процента и было связано с наличием остатков гипса. Продолжительность опытов была 8—9 месяцев. Фильтрат собирался и анализировался. Исходная засоленность грунтов по величине плотного остатка составляла от 0,28 до 6,79%.

Во время выщелачивания солей производилось также и определение фильтрационной способности этих грунтов. В результате было установлено, что фильтрационная способность исследованных грунтов до конца рассоления практически оставалась без изменений. Следовательно, засоленные карбонатные грунты, используемые в гидротехническом строительстве, при рассолении будут сохранять ту же фильтрационную способность, которую они имели и до рассоления.

Этот вывод можно объяснить тем обстоятельством, что выщелачивание из грунтов хлоридов и сульфатов не сопровождалось таким изменением в прочности присутствующих в них микроагрегатов, которое привело бы к их разрушению и к новому взаимному расположению отделившихся от микроагрегатов частиц. В силу малой фильтрационной способности этих же грунтов (10^{-7} – 10^{-8} *см/сек*) ток воды при рассолении был настолько мал, что размыва микроагрегатов при этом также не наблюдалось.

Если мы для тех же грунтов после их рассоления будем определять какие-то другие свойства, причем если определение этих свойств связано с применением внешних механических усилий (сжатие), то в этом случае мы будем иметь уже иные, отличные от предыдущих результаты. В этом направлении был проведен следующий опыт. Для тех же грунтов, находящихся в ненарушенном сложении, были определены компрессионные свойства. Испытание проводилось на образцах нерассоленных и рассоленных. Сжимающее усилие в процессе опыта увеличивалось с 1 до

8 *кг/см*^{2}. Сравнение полученных результатов показало, что для большинства исследованных грунтов деформация рассоленных образцов была значительно выше, чем у образцов нерассоленных. Однако степень изменения деформации рассоленных грунтов не находится в связи с количеством выщелоченных солей. Так, например, один из грунтов с содержанием солей в 6,8%, показал такое же увеличение деформации, что и грунт при содержании солей в 1,15%. В другом случае грунт, менее засоленный (3%), увеличил свою деформацию после рассоления примерно в 6 раз больше, чем грунт более засоленный (6,8%).

Таким образом, увеличение сжимаемости грунтов после их рассоления не связано с количеством выщелоченных из них солей. Причину этого мы и здесь склонны объяснить тем, что 8—9-месячная промывка этих грунтов при рассолении вызвала лишь такое ослабление связей между грунтовыми частицами, при котором эти связи еще с успехом противостояли действию водного потока в условиях рассоления, но не могли противостоять приложенной внешней нагрузке.

Аналогичные же результаты были также получены и при определении для тех же грунтов сопротивления сдвигу. Опыт проводился с грунтами в ненарушенном сложении на образцах рассоленных и нерассоленных.

В результате оказалось, что во всех случаях при рассолении мы имели уменьшение сопротивления грунтов сдвигу на величину от 7 до 25—30%.

Таким образом, и эти опыты подтверждают тот вывод, который был сделан нами выше при рассмотрении результатов определения компрессионных свойств рассоленных и нерассоленных грунтов.

Приведенная иллюстрация предварительных итогов наших исследований с засоленными и карбонатными грунтами имела своей целью привлечь внимание лиц, занимающихся исследованием подобных грунтов, к изучению состава и свойств содержащихся в этих грунтах агрегатов и микроагрегатов. Мы совершенно уверены в том, что наряду с разработкой методики определения гранулометрического состава засоленных грунтов мы также должны заняться изучением и микроагрегатного состава тех же грунтов и притом не только в части количественного определения, но также (и главным образом) для познания качественных различий, существующих у агрегатов и микроагрегатов.

Агрегатный и микроагрегатный состав грунтов несомненно играет очень важную роль в поведении самих грунтов, а знание состава и свойств агрегатов и микроагрегатов поможет не только объяснить причину поведения тех или иных грунтов, но может быть также использовано и для установления прогноза их поведения применительно к различным строительным целям.

М. Н. ТЕРЛЕЦКАЯ,
канд. техн. наук

К ВОПРОСУ СУФФОЗИОННОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ЗАСОЛЕННЫХ ГИПСОМ ГРУНТОВ В ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЯХ

Проектирование гидротехнических сооружений связано с необходимостью оценки устойчивости грунтов при воздействии фильтрации.

Одним из основных видов такого воздействия является суффозия. Термином «суффозия» принято, как известно, характеризовать явление выноса из грунта составляющих его веществ — солей, коллоидов, мелких частиц и микроагрегатов. Понятие о суффозии впервые ввел акад. А. Н. Павлов, характеризуя это явление как процесс нарушения устойчивости структуры грунта фильтрационным потоком, приводящий к коррозии грунтовой текстуры. Этим явлением А. Н. Павлов объяснял образование некоторых форм рельефа, как, например, формирование пологих склонов балок, отчасти образование оползней, а также образование карста. Некоторые исследователи к суффозионным явлениям относят также образование воронок и просадок грунтов. Следовательно, характер нарушения устойчивости структуры грунта в данном случае может быть весьма различным.

Судя по имеющимся литературным данным, современное состояние изученности суффозионных явлений в грунтах значительно отстало от запросов проектирования и строительства гидротехнических сооружений. Наиболее изучено явление механической суффозии в несвязных грунтах. Суффозия в засоленных связных грунтах почти не исследована. Вместе с тем, как это показывает практика гидротехнического строительства, этот вопрос является достаточно важным.

Как известно, в практике гидротехнического строительства имели место катастрофы сооружений, причиной которых была суффозия. Разрушение плотин, каналов, тоннелей и других сооружений указывает на то, что при проектировании и строительстве необходимо больше внимания уделять изучению оснований.

Для примера отметим, что значительная часть оросительных каналов Закавказья проходит в грунтовых условиях, не обеспечивающих вследствие суффозионных деформаций нормальной работы каналов.

На рис. 1 зафиксирован провал на оросителе одной из систем в Армянской ССР, а на рис. 2 — воронкообразование на оросителе ирригационной системы в Грузинской ССР; обе аварии вызваны суффозией.

Исследования по определению суффозионной устойчивости засоленных гипсом грунтов были проведены ГрузНИИГиМ в связи со строительством одной ирригационной системы. Верхний магистральный канал этой системы на значительном своем про-



Рис. 1. Провал на оросителе, образовавшийся вследствие суффозии



Рис. 2. Воронки на оросителе, образовавшиеся вследствие суффозии

тяжении проходит в пролювиально-делювиальных суглинистых отложениях, характерной особенностью которых является значительное засоление их гипсом. Загипсованные грунты трассы канала вызывали опасение с точки зрения возможных суффозионных явлений, которые в свою очередь могли явиться причиной деформации облицовки и ее разрушения.

Конечной целью исследований являлось получение данных, позволяющих прогнозировать развитие суффозии в условиях работы канала, и на их основе запроектировать противофильтрационные облицовки, обеспечивающие надежную эксплуатацию канала.

Для исследования суффозионной устойчивости объекта были выбраны 12 характерных разновидностей грунтов четвертичного возраста с различной степенью засоления и гранулометрическим составом. Степень засоления исследованных образцов водным гипсом выбрана в диапазоне от 4 до 50%. Исследование свойств

этих грунтов характеризует их как средние и легкие суглинки, сильно засоленные гипсом, повышенной пористости, слабо просадочные. Высота образцов в исследованиях принималась от 6 до 96 *см* при диаметре от 7 до 25 *см*.

Наряду с этим с засоленными гипсом образцами грунтов был проведен цикл лабораторных исследований, включающий:

изучение изменений коэффициента фильтрации грунтов при выщелачивании; связь этих изменений с механической суффозией;

наблюдение за суффозионной устойчивостью засоленных гипсом грунтов в отсутствии выщелачивания гипса;

определение критических градиентов механической суффозии при различной степени выщелоченности грунтов;

установление продолжительности насыщения фильтрационного потока гипсом.

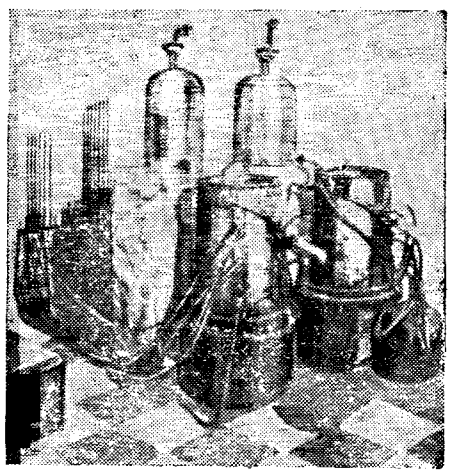


Рис. 3. Экспериментальная установка для изучения суффозии

Методика изучения суффозионной устойчивости грунтов при выщелачивании из них гипса заключалась в наблюдении за длительной фильтрацией через образец при незначительном гидравлическом градиенте порядка 0,1; подача воды осуществлялась снизу, сбор фильтрата производился сверху, на выходе фильтрационных вод в атмосферу. В процессе опыта велись наблюдения за изменением коэффициента фильтрации, количеством выщелоченной соли, образованием деформаций на выходной поверхности образца и наличием вынесенных частиц в фильтрате. Начало механической суффозии фиксировалось по резкому возрастанию коэффициента фильтрации и выносу частиц грунта. Экспериментальная установка (для образцов высотой в 40 *см*) с боковыми пьезометрами приведена на рис. 3.

Исследованию устойчивости в отношении механической суффозии подвергались как невыщелоченные образцы, так и образцы различной степени выщелоченности. Испытание образцов ставилось с целью определения критических градиентов механической суффозии. Опыты проводились с применением воды, насыщенной гипсом, что исключало в процессе опыта выщелачивание гипса из грунта. Образцы подвергались воздействию фильтрационного потока при различных возрастающих гидравлических градиентах, с доведением грунта до разрушения от механической суффозии. Для установления времени насыщения потока солью определялась насыщенность фильтрата гипсом при различной

скорости прохождения воды через засоленные грунты; последняя регулировалась изменением гидравлического градиента.

Лабораторные исследования суффозионной устойчивости засоленных гипсом грунтов показали, что выщелачивание гипса происходит прямо пропорционально количеству воды, профильтровавшейся через грунт. В начальный же кратковременный период фильтрации интенсивность выщелачивания за счет выноса легкорастворимых солей оказывается большей, чем в последую-

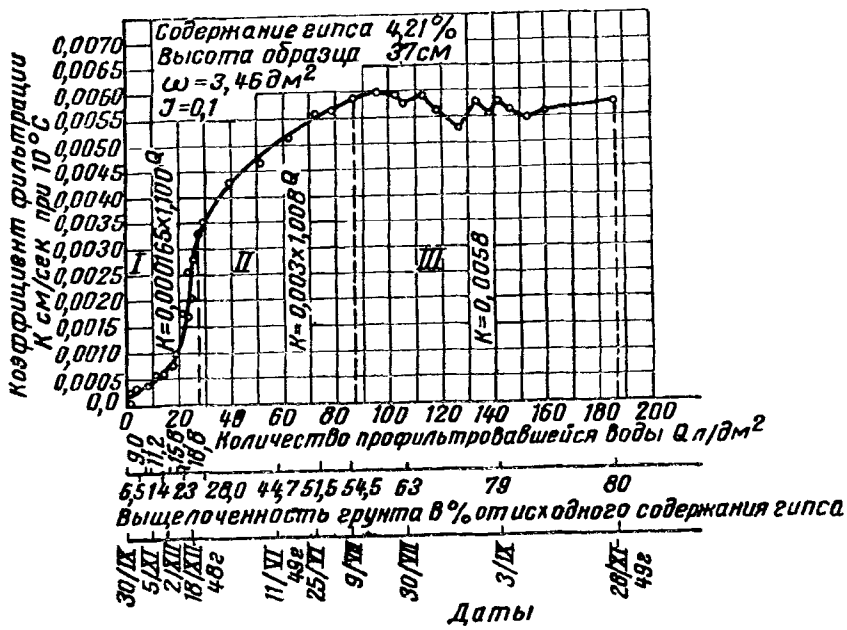


Рис. 4. Изменение коэффициента фильтрации в процессе выщелачивания гипса при засолениях менее 10%

щий период. При свободном оттоке профильтровавшейся через грунт воды выщелачивание гипса создает закономерное увеличение водопроницаемости исследованных грунтов. Анализ полученных результатов показывает, что изменение коэффициента фильтрации при выщелачивании представляет сложный процесс, который в самом общем виде может быть разбит на три периода (рис. 4):

I — период интенсивного роста коэффициента фильтрации; в проведенных опытах коэффициент фильтрации за этот период увеличился в 20—35 раз;

II — период замедленного роста коэффициента фильтрации; увеличение коэффициента фильтрации в 2—3 раза;

III — период установившихся значений коэффициента фильтрации.

Изменение коэффициента фильтрации подчиняется зависимости, предложенной А. Т. Морозовым:

$$k = k_0 b^Q, \qquad (1)$$

в которой

k_0 — начальный коэффициент фильтрации грунта в *дм/сек*;

b — безразмерный коэффициент, зависящий для данного периода выщелачивания от свойств грунта и от толщины его слоя;

Q — количество воды, профильтровавшейся через грунт в *л/дм²*.

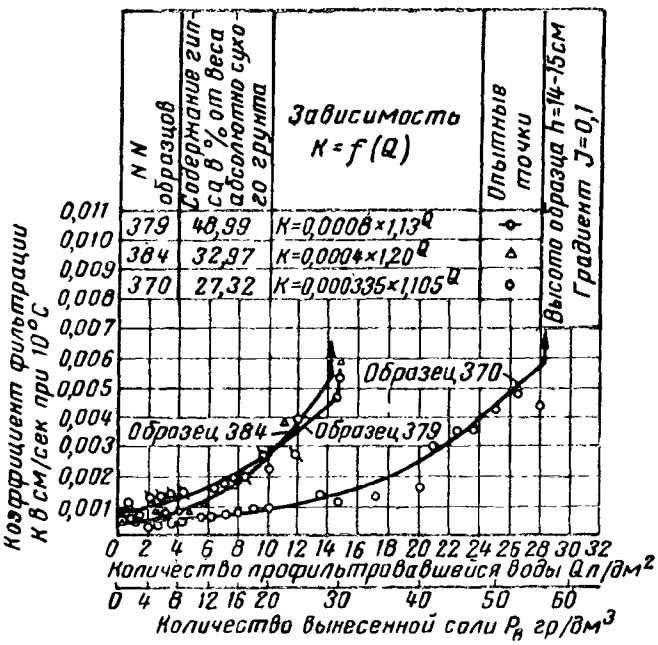


Рис. 5. Изменение коэффициента фильтрации в процессе выщелачивания гипса при засолениях более 10%

Результаты опытов показали, что для исследованных грунтов величина коэффициента b больше единицы (от 1,008 до 1,200), причем наибольшее значение она приобретает в первом периоде; в третьем периоде $b = 1$.

В грунтах с засолением более 10% выщелачивание гипса при весьма малых градиентах порядка 0,1 и фильтрации со свободным оттоком воды привело к механической суффозии грунта (рис. 5). При меньших степенях засоления (опыты ставились с засолением в 4%) выщелачивание гипса протекает закономерно, без возникновения механической суффозии (рис. 4). Наблюдения за изменениями коэффициента фильтрации в грунтах с различной степенью засоления гипсом позволяют сделать следующие выводы:

а) в грунтах с засолением до 10% изменение коэффициента фильтрации при выщелачивании будет протекать аналогично описанному в указанные три периода;

б) в грунтах с засолением более 10% выщелачивание гипса в первом периоде приведет к нарушению устойчивости структуры грунта;

в) относительное увеличение коэффициента фильтрации, отвечающее началу механической суффозии, с увеличением степени засоления грунта уменьшается.

Результаты опытов, проведенных в фильтрационных приборах с боковыми пьезометрами, как и следовало ожидать, показали,

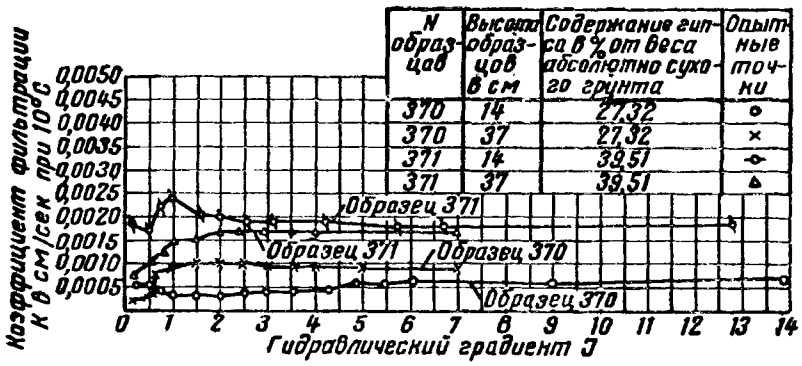


Рис. 6. Результаты испытания грунта водой, насыщенной гипсом

что изменение коэффициента фильтрации имеет место и в пределах испытуемого образца (вдоль его высоты). В сечении, через которое фильтрационный поток поступает в грунт, выщелачивание соли и коэффициент фильтрации достигают максимума, закономерно уменьшаясь в направлении фильтрации.

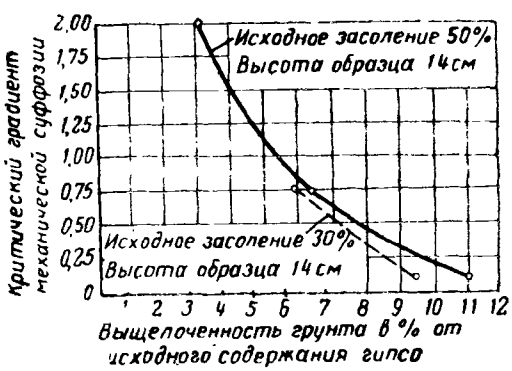


Рис. 7. Критический градиент механической суффозии при различной выщелоченности грунтов

Исследования выявили значительную сопротивляемость загипсованных грунтов гидродинамическим усилиям в отсутствии выщелачивания. Для образцов с засолением 27 и 40% коэффициент фильтрации оказался стабильным, и при гидравлическом градиенте порядка 14 фильтрация не разрушила грунт (рис. 6). Результаты же опытов с предварительно выщелоченными грунтами показали резкое уменьшение устойчивости их структуры в отношении механической суффозии. Для грунта, имеющего начальное общее засоление в 50%, при выщелачивании 3% гипса (от начального запаса его в грунте) критический градиент механиче-

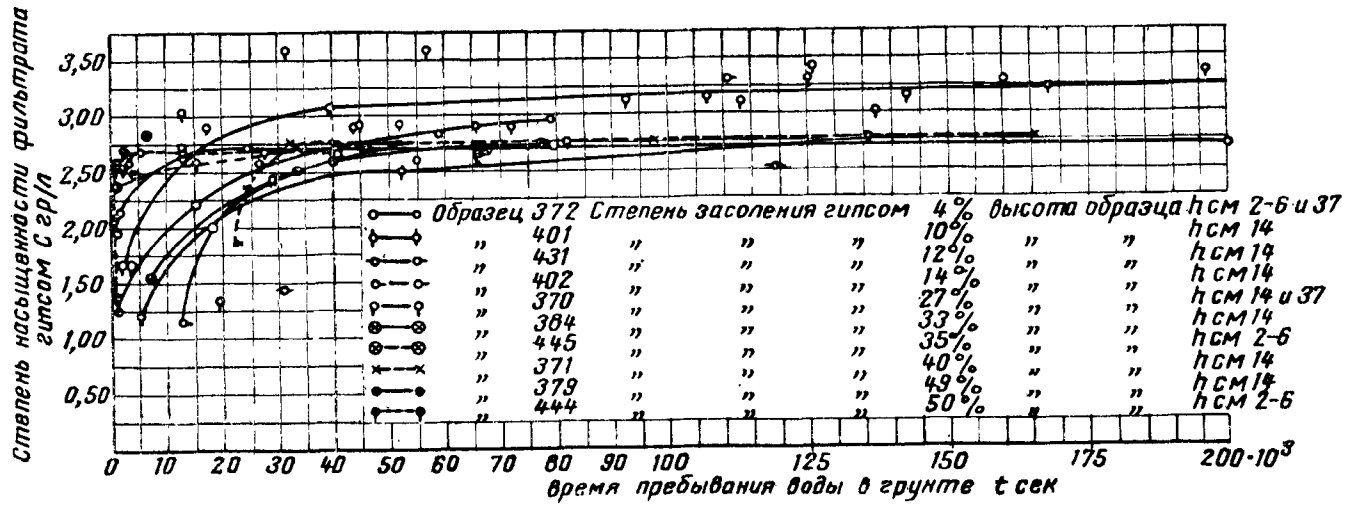


Рис. 8. Зависимость степени насыщенности фильтрата гипсом от продолжительности пребывания воды в грунте

ской суффозии снизился до $I = 2$, а при выщелачивании 11% гипса — до $I = 0{,}1$. Для грунта с 35%-ной начальной общей засоленностью при выщелачивании 6% гипса критический градиент снизился до $I = 0{,}8$, а при выщелачивании 9,5% — до $I = 0{,}1$ (рис. 7).

Лабораторными исследованиями установлено, что пористость грунтов возрастает с увеличением степени засоления гипсом, и для грунтов с засолением 10% она примерно равна 0,4.

Все изложенное позволило установить критерии для определения суффозионной устойчивости исследованных грунтов. Такими критериями явились степень засоления и плотность сложения грунта. Исследованные грунты по степени засоления и плотности относятся к двум группам:

I — суффозионно устойчивых с количеством солей до 10% от веса абсолютно сухого грунта и пористостью n менее 0,4;

II — суффозионно неустойчивых с количеством солей более 10% и n более 0,4.

Опыты, поставленные с целью определения продолжительности насыщения потока, показали, что он насыщается гипсом почти до предельной концентрации (90%) в течение 15—40 тыс. сек. своего прохождения в грунте.

По продолжительности насыщения фильтрата гипсом[1] и на основании закона Дарси была определена длина пути фильтрации $h_н$, обеспечивающая насыщение потока гипсом:

$$h_н = \frac{kIt}{m} = 40 \cdot 10^3 \cdot \frac{kI}{m}, \qquad (2)$$

где $h_н$ — длина пути фильтрации в *см*;

k — коэффициент фильтрации в *см/сек*;

I — гидравлический градиент;

m — пористость грунта.

Как видно из зависимости (2), $h_н$ прямо пропорциональна истинной скорости воды, фильтрующейся через грунт.

Определение просадочности проводилось как под нагрузкой в процессе выщелачивания, так и в заранее выщелоченных образцах. На основании результатов опытов, проведенных при постоянной нагрузке, оказалось, что осадка вследствие выщелачивания в грунтах с засолением до 20% незначительна (при выщелоченности $\approx$50%) и практически может не учитываться, а в грунтах с засолением более 20% осадка достигает уже значительных размеров. Водопроницаемость при этом носит пульсирующий характер и в отдельные периоды снижается практически до нуля.

Опыты с предварительно выщелоченными образцами из грунта с исходным засолением 35% показали, что осадка в образцах, выщелоченных до 40, 58 и 65% от исходного количества гипса

[1] Принята максимальная —$40 \cdot 10^3$ сек.

достигает 14– 22%, т. е. катастрофических размеров (рис. 9). Для получения выщелоченных образцов был использован монолит длиной в 1 *м*, через который фильтровалась вода в продолжение более 1 года вплоть до начала выноса частиц из грунта. После опыта образец был вскрыт через каждые 10 *см* высоты. В результате опыта поверхность монолита на входе водного потока была полностью выщелочена на глубину до 3 *см* и напоминала соты (рис. 10). Далее в направлении к выходной поверхности образца площадь выщелоченных участков постепенно уменьшалась, и, наконец, на выходной поверхности выщелоченные зоны заканчивались мелкими отверстиями.

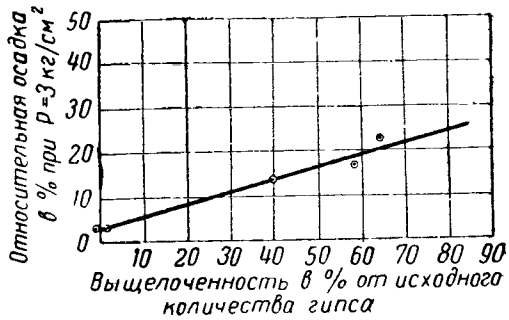


Рис. 9. Изменение относительной осадки в зависимости от выщелоченности грунта

Схема распределения выщелоченных зон в монолите показана на рис. 11. Испытание послойно отобранных образцов из выщелоченных зон показало, что изменение объемного веса абсолютно сухого грунта (рис. 12) при выщелачивании подчиняется закону прямой линии и изменяется для исследованных грунтов от 1,36 для невыщелоченного образца до 0,9 при выщелоченности гипса в 92% от исходного его содержания. Пористость увеличилась соответственно от 43,3 до 62,3%; удельный вес увеличился от 2,5 до 2,75.

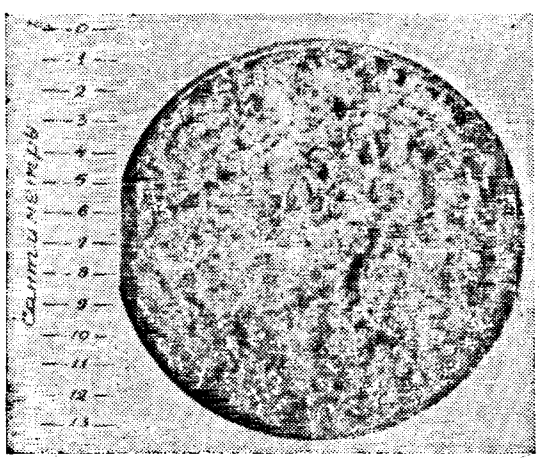


Рис. 10. Вид выщелоченной поверхности образца грунта

Анализ результатов опытов показал, что процесс суффозии в связных засоленных грунтах сочетает в себе все виды суффозии. Суффозионный процесс начинается с химической суффозии, создающей благоприятные условия для параллельного возникновения и развития коллоидной и механической суффозии.

В зависимости от свойств грунта, химического состава и количества солей, содержащихся в грунте и в фильтрующейся воде, в процессе химической суффозии могут получить развитие диспергирование или агрегирование, ведущие к изменению суффо-

зионной устойчивости грунта. В процессе выщелачивания гипса пористость грунта увеличивается, связность уменьшается, водопроницаемость увеличивается, что приводит к уменьшению суффозионной устойчивости грунта.

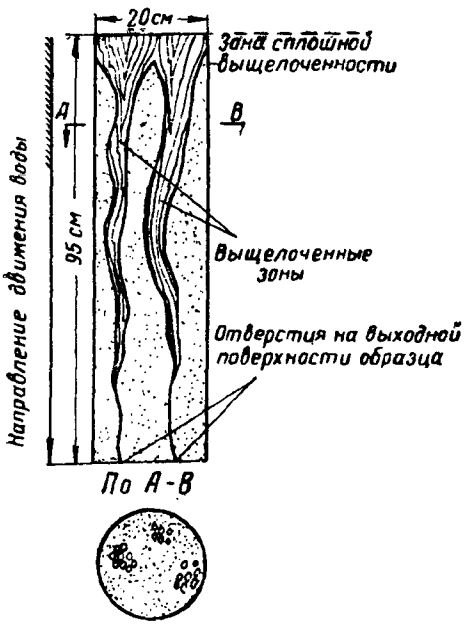


Рис. 11. Схема распределения выщелоченных зон в грунте

В результате опытов установлено, что масштабы изменения связанности засоленного грунта, а также возможные деформации выщелачивания зависят от степени засоления грунта. В зависимости от количества солей целесообразно различать три группы засоленных грунтов:

I группа — характеризуется наличием солей только в связанной с частицами грунта воде;

II группа — характеризуется наличием солей в связанной воде и в межскелетных пространствах грунта;

III группа — характеризуется наличием соли в связанной воде, в межскелетных пространствах, а также в составе скелета.

Изменение свойств засоленного грунта, а также возможные его деформации при фильтрации воды через засоленный грунт и выщелачивании солей определяются группой, к которой можно отнести данный грунт.

В I группе выщелачивание выразится в диффузионном перемещении соли из пленок связанной воды в фильтрационный поток. Такой процесс не может вызвать суффозионных деформаций грунта.

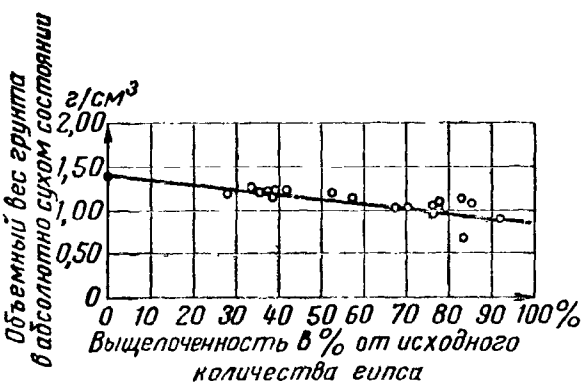


Рис. 12. Изменение объемного веса грунта засолением в 35% при выщелачивании гипса

Во II группе выщелачивание вызовет изменение пористости грунта, его фильтрационных свойств и связанности, что может привести к незначительному ослаблению устойчивости структуры грунта.

В III группе выщелачивание соли приведет к увеличению пористости и водопроницаемости грунта, к уменьшению связанности и к нарушению жесткости грунтового скелета вследствие его растворения. Деформации в этом случае выразятся в просадочности и механической суффозии.

Результаты проведенных исследований позволяют отнести к этой группе грунты, содержащие более 10% гипса.

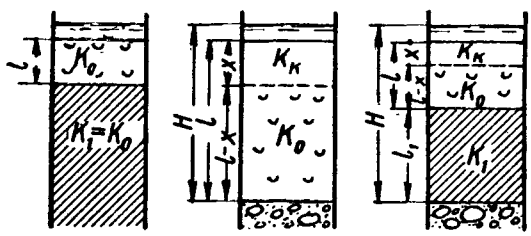


Рис. 13. Расчетные схемы сложения грунтовой толщи

Изучение и анализ инженерно геологических условий района указанной оросительной системы позволили выделить следующие основные типы геологического разреза:

а) однородный разрез делювиальных суглинков мощностью более 10 *м*;

б) делювиальные суглинки мощностью от 3 до 8 *м* на галечниках, создающих облегченные пути фильтрации.

Геологическое сложение, характеризуемое типом разреза, определяет фильтрационный режим. Возможны следующие случаи:

а) фильтрация в бесконечность;

б) фильтрация со свободным оттоком воды.

Режим фильтрации в приведенных типичных схемах геологических разрезов должен изучаться с учетом динамики свойств засоленного грунта, так как верхняя толща суглинка засолена гипсом в различной степени.

Для указанных условий были выведены упрощенные зависимости, определяющие длительность выщелачивания гипса из загипсованных грунтов (см. схемы на рис. 13). В основу вывода положены следующие допущения.

1. В процессе обессоливания в грунте образуются два слоя: первый — у входа потока, обессоливающийся полностью, второй — вовсе не обессоливающийся.

2. Вода, фильтрующаяся через засоленный грунт, насыщается солями до предельной концентрации.

3. Фильтрационный поток в процессе солевой суффозии не претерпевает разрыва сплошности. При выводе зависимости приняты следующие обозначения:

l — мощность засоленного грунта в *дм*;

l_1 — мощность незасоленного грунта в *дм*;

k_0 — коэффициент фильтрации засоленного грунта в начальный момент в *дм/сек*;

$k_к$ — то же, при полном обессоливании грунта;

k_1 — то же, незасоленного грунта;
H — действующий напор в *дм*;
p_0 — вес соли, содержащейся в единице объема грунта, в *кг/дм*^{3};
Q — количество воды в *л*, прошедшее за время t через сечение ω;
C — растворимость гипса в *кг/л*;
α — безразмерный коэффициент, подлежащий определению.

При фильтрации через засоленный грунт со свободным оттоком воды на основании закона Дарси получаем

$$t = \frac{Q}{\alpha\omega H}\left[\frac{l}{k_0} + \frac{CQ}{2P_0\,\omega}\left(\frac{1}{k_к} - \frac{1}{k_0}\right)\right]. \tag{3}$$

Длительность выщелачивания засоленного грунта при неоднородном сложении грунтовой толщи и свободном оттоке воды определяется из зависимости

$$t = \frac{Q}{\alpha\omega H}\left[\frac{l}{k_0} + \frac{l_1}{k_1} + \frac{CQ}{2P_0\,\omega}\left(\frac{1}{k_к} - \frac{1}{k_0}\right)\right]. \tag{4}$$

При фильтрации в бесконечность, когда расход практически постоянен, длительность выщелачивания определится из выражения

$$t = \frac{Q}{k_0 I} = \frac{p_0 l}{C k_0 I}. \tag{5}$$

В зависимостях (3) и (4) — при больших степенях засоления (предположительно более 10%) величина $k_к$ по сравнению с k_0 будет весьма велика, поэтому $\frac{1}{k_к}$ будет настолько мала, что без ущерба для точности практических расчетов может не учитываться.

При этом зависимость (3) примет вид

$$t = \frac{Q}{\alpha\, k_0\, \omega H}\left(l - \frac{CQ}{2p_0\,\omega}\right), \tag{6}$$

а зависимость (4) соответственно

$$t = \frac{Q}{\alpha\omega H}\left(\frac{l}{k_0} + \frac{l_1}{\kappa_1} - \frac{CQ}{2p_0\omega k_0}\right). \tag{7}$$

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Основным фактором нарушения устойчивости структуры засоленных гипсом грунтов является выщелачивание гипса.

2. Масштабы изменения связности, а также возможные деформации грунта в процессе выщелачивания из него гипса определяются степенью засоления и находятся в соответствии со структурными особенностями сложения грунта. Грунты с засолением гипса больше 10% относятся к суффозионно неустойчивым.

3. При фильтрации со свободным оттоком[1] выщелачивание гипса определяет закономерное увеличение водопроницаемости грунтов.

4. В исследованной разновидности загипсованного грунта фильтрация приводит к выщелачиванию гипса с образованием выщелоченных (ослабленных) зон, перемежающихся с зонами невыщелоченными.

5. Осадка выщелоченного грунта достигает величин, недопустимо больших с точки зрения устойчивости сооружения.

6. При свободном оттоке профильтровавшейся воды наиболее опасным для устойчивости сооружения является развитие вслед за выщелачиванием механической суффозии.

7. Результаты исследований показывают, что при строительствах, ведущихся на загипсованных грунтах, должна изучаться и учитываться динамика свойств этих грунтов при фильтрации через них воды, причем исследования должны вестись на ненарушенных образцах больших высот.

8. Полученные упрощенные зависимости позволяют рассчитать выщелачивание соли из грунта во времени, определить степень развития суффозионных явлений и выявить соответствующие требования к конструкции и способам возведения сооружений. Так, для участков изученного магистрального канала, проходящих в засоленных гипсом грунтах, на основании расчетов была установлена необходимая степень водоупорности облицовок. На этом основании разработаны и предложены специальные типы облицовок железобетонных и с гидроизоляцией из битумных мастик.

[1] Под свободным оттоком понимается выход профильтровавшихся вод в атмосферу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочков Н. М., Механическая суффозия грунта, 1936.
2. Избаш С. В., Фильтрационные деформации грунта, «Известия ВНИИГ», т. 10, 1933.
3. Истомина В. С., Разрушающие скорости фильтрации, «Гидротехническое строительство» № 10, 1948.

4. Лаптев Ф. Ф., Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон, ГОНТИ, М.—Л. 1939.

5. Морозов А. Т. Динамичность коэффициента фильтрации почвогрунтов в связи с выщелачиванием растворимых солей, Труды ВНИИГиМ, т. 12, 1935.

6. Патрашев А. Н., Арутюнян Н. Х., Диффузия солей при одномерной фильтрации, «Известия ВНИИГ», т. 30, 1941.

7. Рождественский Е. Д., К вопросу химической оценки грунта как строительного материала для земляных сооружений, «Гидротехническое строительство» № 9, 1948.

8. Терлецкая М. Н., Суффозионная устойчивость засоленных гипсом грунтов в гидротехнических сооружениях, Труды ГрузНИИГиМ, сборник 2 (15), 1951.

9. Терлецкая М. Н., Деформации гипсоносного грунта при фильтрации, «Почвоведение», изд. АН СССР, № 9, 1955.

А. Е. ОРАДОВСКАЯ,
научн. сотр. ВНИИ Водгео

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД ПРИ ДЛИТЕЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

При проектировании гидротехнических сооружений почти всегда возникает необходимость оценки фильтрационных свойств пород, залегающих в основании и береговых сопряжениях сооружения или являющихся материалом для его возведения. Применяющиеся для определения коэффициента фильтрации полевые (наливы в шурфы) и лабораторные опыты обычно бывают кратковременными; при этом исходят из само собой подразумевающегося положения, что физическое и химическое действие на породу фильтрующейся воды при эксплуатации сооружения будет мало отличаться от аналогичного действия воды при опытном определении коэффициента фильтрации. Между тем в засоленных породах фактор времени может иметь большое значение. Засоленные песчано-глинистые породы требуют иного, более углубленного подхода к оценке их фильтрационных свойств. Оценка фильтрационных, так же как и других физико-механических, свойств засоленных пород, должна производиться обязательно с учетом как возможности выщелачивания воднорастворимых солей, так и других процессов, например кольматации. Направление и степень изменения коэффициента фильтрации зависят от многих факторов, в том числе от начального химического состава и физико-механических свойств породы, от условий фильтрации и состава фильтрующейся воды; поэтому в настоящее время вопрос об изменении коэффициента фильтрации при выщелачивании может быть решен преимущественно путем эксперимента в каждом отдельном случае.

В лаборатории инженерной гидрогеологии ВНИИ Водгео были произведены исследования изменения фильтрационных свойств при длительной фильтрации воды в монолитах засоленных пород из районов строящихся крупных каналов. Монолиты из района Прикаспийской низменности представлены глинистыми породами, относящимися к верхнему горизонту хвалынских отложений, а также покрывающими их послехвалынскими делювиальными и делювиально-элювиальными четвертичными суглинками. В указанном районе эти породы слагают каспийскую террасу и образуют самую верхнюю часть разреза, а на многих

участках будут слагать дно и откосы каналов. Засоленность указанных пород, как и многих других пород и почв Прикаспийской низменности, тесно связана с геологической историей этой местности, покрытой в течение длительных геологических периодов морскими водоемами различного типа и находившейся в области аккумуляции морских, дельтовых и озерных механических и химических осадков. Существенное влияние на засоление четвертичных отложений Прикаспийской низменности оказали также процессы континентального соленакопления.

Засоленные породы района Самгорского канала представлены четвертичными гипсоносными и карбонатными пролювиально-делювиальными отложениями, образовавшимися за счет разрушения третичных конгломератов, аргиллитов, глин и песчаников.

В литологическом отношении изученные породы представляют суглинки и тяжелые супеси, имеющие в естественном состоянии твердую консистенцию и повышенную пористость; в этих породах наблюдается большое количество макропор диаметром до 2 *мм*. Засоленность изученных пород выражается в значительном содержании гипса и карбонатов. Микроскопическое изучение шлифов, приготовленных из пород района Прикаспийской низменности, показывает, что последние представляют алевритовые породы следующего состава:

1) пелитовая масса (60—70%), состоящая из мелкочешуйчатых минералов глин, мельчайших зерен карбонатов и других минералов; по литературным данным (работы лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР), в состав пелитовой массы входят каолинит, иллит, монтмориллонит и бейделит;

2) алевритовая примесь (20—30%), представленная угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца и полевого шпата; в небольшом количестве имеются зерна слюды, карбонатов, глауконита, а также зерна роговой обманки и других минералов;

3) вторичные кристаллы гипса — от нескольких до 10%; загипсованность приурочена к пористым участкам, причем гипс образует листочки, внедрившиеся в пустоты, либо имеет чешуйчато-волокнистую форму.

В изученных породах можно выделить 3 основные формы нахождения гипса:

1) сростки и друзы крупнокристаллического гипса размером до 2—3 *см*;

2) гнезда и прожилки порошкообразного гипса размером 0,5—3 *см*;

3) скопления гипса в виде мелких листочков или чешуек, приуроченных к пористым участкам породы; размер этих форм гипса очень мал и выражается в долях миллиметра.

Для уточнения химико-минералогической характеристики засоленных пород были выполнены валовой химический анализ и определение емкости поглощения и состава поглощенных катионов. По данным валового анализа, в исследованных суглинках

и супесях отмечается высокое содержание SiO_2 (64—71%), что связано с большим количеством песчаных фракций; содержание CaO (4,8—9,4%) всегда превышает содержание MgO (1,7—3%) и свидетельствует о континентальном происхождении пород; повышенное (1—3%) содержание K_2O и MgO указывает на присутствие в породах слюдистых минералов. Общая емкость поглощения исследованных пород невелика и составляет 10—18 *мг-экв* на 100 *г* абсолютно сухой породы. В состав поглощенных катионов входят Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^{+}, причем количество поглощенных Ca^{2+} и Mg^{2+} больше, чем поглощенного Na^{+}. По классификации И. Н. Антипова-Каратаева, эти породы относятся к слабо солонцеватым разностям, так как содержание обменного натрия превышает 10% от емкости поглощения почвы. Гранулометрический анализ изученных засоленных пород был выполнен для устранения коагуляции с химической обработкой, причем в качестве диспергатора применялся 1%-ный раствор пирофосфата натрия $Na_4P_2O_7$. Согласно трехчленной классификации[1], по гранулометрическому составу изученные породы относятся к пылеватым суглинкам, супесям и глинам.

Данные о физическом состоянии и воднофизических свойствах монолитов засоленных пород приведены в табл. 1; почти для всех изученных образцов пород естественная влажность меньше нижнего предела пластичности, что характеризует твердую консистенцию этих пород и свидетельствует о том, что содержащаяся в них влага представляет собой не свободную, а прочно связанную воду диффузных оболочек. Пористость исследованных пород n составляет в среднем 42%, иногда достигает 47%. Просадочность пород была определена путем испытания в компрессионных приборах при замачивании образца под стандартной нагрузкой $p = 3$ *кг/см*^{2}; в этих условиях все опробованные породы обладали просадочностью. Невысокая влажность изученных пород и их повышенная пористость обусловили низкие значения коэффициента влажности k_w, равного в среднем 0,5—0,6.

Исследование состава воднорастворимых солей в породах проводилось с помощью химического анализа водной (кратность 1 : 5) и солянокислой (1% HCl) вытяжек, а также кальциметрического анализа. По данным этих анализов, был подсчитан гипотетический состав воднорастворимых солей; из этого подсчета следует, что в изученных породах содержание легкорастворимых солей ($MgSO_4$, $MgCl_2$, Na_2SO_4, NaCl, и др.) не превышает 1,5% и составляет в среднем 0,8—0,9%, так что по сравнению с общим засолением пород содержание легкорастворимых солей было невелико. Количество среднерастворимых солей в пересчете на гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) колеблется в широких пределах — от 0,05% до 13,1%. Большинство образцов содержат несколько процентов гипса; при этом кристаллы гипса хорошо видны как под микро-

[1] В. А. Приклонский, Грунтоведение, ч. I, 1955, стр. 126.

скопом, так и при макроскопическом изучении породы. Труднорастворимые соли — карбонаты кальция и магния содержатся во всех исследованных породах в большом количестве — от 8,5% до 25,7%; именно эти соли определяют высокую общую засоленность пород (10—26%). Если же рассматривать содержание в породах только легкорастворимых и среднерастворимых солей, то в большинстве случаев количество этих солей исчисляется 3—7%.

Содержащиеся в засоленных породах воднорастворимые соли могут находиться в твердом виде либо входить в состав порового раствора; находящаяся в породе влага (поровый раствор) в отношении растворенных в ней веществ представляет неоднородную среду, так как часть этой влаги прочно связана с твердыми частицами породы и характеризуется особыми свойствами, в частности, не обладает растворяющей способностью. Вопрос о количестве в породе влаги, лишенной растворяющей способности, мало изучен; считают, что это количество соответствует величине максимальной гигроскопичности породы W_m. Сопоставляя величины естественной влажности и максимальной гигроскопичности, мы определили объем порового раствора в породе, в котором могли быть растворены соли. Сравнив этот объем с фактическим содержанием солей в породе, а также учитывая растворимость солей, мы пришли к выводу, что в большинстве изученных засоленных пород легкорастворимые соли полностью находятся в поровом растворе, а среднерастворимые и труднорастворимые соли — в твердом виде; в некоторых образцах часть легкорастворимых солей находилась в твердом виде.

Расчет концентрации солей в поровой влаге показывает, что в исследованных породах поровая влага представляет высокоминерализованные растворы с содержанием NaCl от 1 до 212 *г/л*, Na_2SO_4 — от 2 до 107 *г/л*, $MgSO_4$ — от 8 до 70 *г/л*; в некоторых случаях концентрация этих солей достигает значений, соответствующих насыщению ими влаги. Произведенные расчеты состава поровой влаги являются в известной мере условными, поскольку они выполнены на основе гипотетического состава легкорастворимых солей, подсчитанного по водной вытяжке; последняя, как известно, дает лишь приближенное представление о содержании легкорастворимых солей в породе вследствие явлений ионного обмена между поглощающим комплексом породы и водным раствором.

Исследование фильтрационных свойств засоленных пород осуществлялось в специально изготовленном приборе, который позволяет проводить опыт на образцах пород с естественной пористостью и структурой, а также на образцах, уплотненных заданной нагрузкой, причем уплотнение осуществлялось в этом же приборе. Фильтрация проводилась обычно под постоянным напором, обеспечивающим градиенты напора от $I = 0{,}5$ до $I = 2$—3. Для определения коэффициента фильтрации использованы данные о расходе фильтрации при постоянном напоре, а также дан-

ные по падению уровня воды в пьезометре при кратковременных замерах. Для наблюдения за деформацией образца в ходе фильтрационного выщелачивания на приборе была установлена мессура. Фильтрация в образце происходила в направлении снизу вверх и осуществлялась при $t=20°$ дистиллированной водой, лишенной воздуха и углекислоты. Опыты по фильтрационному выщелачиванию проводились непрерывно в течение от 1 до 6 месяцев; при этом замеры расхода проводились 2—3 раза в сутки, а измерение коэффициента фильтрации по падению уровня в пьезометре и наблюдения за показаниями мессуры производились ежедневно. В собранных отдельных порциях фильтрата было определено содержание анионов; кроме того, для суждения об общем солесодержании фильтратов была измерена их электропроводность. Диаметр помещенных в прибор образцов составлял 8—10 *см*, высота 6—10 *см*. Одновременно с помещением образца в фильтрационный прибор из того же монолита отбирали пробы для определения химического и гранулометрического состава и физико-механических свойств.

Наблюдения за динамикой выщелачивания воднорастворимых солей, проводившиеся по анализам фильтратов, привели к следующим выводам:

а) хлориды, входящие в состав легкорастворимых солей, выносятся из пород очень быстро; для почти полного выноса хлоридов оказалось достаточным профильтровать через монолит количество воды, соответствующее 2—7 значениям W_0; скорость выноса хлоридов возрастает вместе с увеличением скорости фильтрации;

б) сульфаты в исследованных породах входят преимущественно в состав гипса; характер изменения концентрации ионов SO_4'' в фильтратах и скорость их выноса зависят от начального содержания сульфатов в монолитах и от скорости фильтрации; вынос сульфатов за время опыта составил 80—90% при содержании гипса в монолитах в количестве 1—3% от веса породы и 10% при количестве гипса 13%;

в) концентрация бикарбонатов в фильтратах была различна и сильно зависела от скорости фильтрации; суммарный вынос бикарбонатов за время опыта мал по сравнению с количеством карбонатов кальция и магния в породе.

Начальный коэффициент фильтрации (k_Φ) исследованных пород изменялся от 0,3—0,2 *м/сутки* до 0,01—0,001 *м/сутки*.

Динамика коэффициента фильтрации была изучена для одной части образцов после уплотнения их под нагрузкой 1,2 *кг/см*^{2}, для другой — в естественном состоянии с предохранением от набухания. В породах, предназначенных к уплотнению, проводилась сначала кратковременная фильтрация для определения величины начального коэффициента фильтрации; после приложения нагрузки и стабилизации осадки, фильтрация возобновлялась. Как и следовало ожидать, в результате уплотнения фильтрационная

Таблица 1

Данные о физико-механических свойствах монолитов засоленных пород

№ п/п	№ образцов грунтов	Удельный вес γ	Объемный вес влажного грунта Δ	Объемный вес скелета δ	Пористость n	Влажность W	Полная влажность W_0	Пластичиость			Показатель консистенции $K_к$	Коэффициент уплотненности K_d	Содержание частиц $< 0{,}005$ мм в % M_c	Показатель гидрофильности $\frac{W_f}{M_p}$	Показатель пластичности $\frac{M_p}{M_c}$	Просадочность	
								нижний предел пластичности W_p	верхний предел пластичности W_f	число пластичности M_p						коэффициент макропористости ε_m	коэффициент относительной просадочности f_m
1	104	2,81*	1,67	1,50	46,6	11,1	31,1	18,4	34,4	16,0	—0,46	0,209	6,8	5,0	2,3	0,079	0,090
2	105	2,78*	1,77	1,55	44,2	14,1	28,5	14,2	30,3	16,2	—0,01	0,107	35,0	0,9	0,5	0,075	0,053
3	107	2,77*	1,83	1,60	42,2	15,0	26,4	15,5	38,4	22,9	—0,02	0,524	31,0	1,2	0,7	0,022	0,030
4	109	2,70**	1,88	1,63	39,6	15,0	24,3	18,5	41,8	23,3	—0,15	0,752	39,2	1,1	0,6	0,056	0,085
5	111	2,60	1,70	1,54	40,8	10,4	26,5	17,1	27,6	10,5	—0,64	1,692	28,7	1,0	0,4	0,043	0,074
6	113	2,62	1,55	1,49	43,2	4,1	29,0	17,3	28,9	11,6	—0,14	0,648	30,9	0,9	0,4	0,024	0,042
7	116	2,65	1,83	1,58	40,4	15,9	25,6	16,7	36,0	19,3	—0,04	0,442	11,0	3,3	1,8	0,016	0,024
8	117	2,63	1,54	1,41	46,4	8,7	32,9	14,0	22,8	8,8	—0,80	1,143	9,5	2,4	0,9	0,080	0,092
9	118	2,68	1,83	1,66	38,1	10,0	22,9	18,9	36,5	17,6	—0,51	0,773	27,5	1,4	0,6	0,017	0,028
10	119	2,70	1,93	1,65	38,9	17,4	19,3	19,7	37,9	18,2	—0,13	0,788	13,4	2,9	1,4	0,022	0,034
11	122	2,69	1,86	1,55	42,4	19,6	27,3	17,4	37,8	20,4	+0,11	0,501	18,2	2,1	1,1	0,045	0,060
12	123	2,68	1,93	1,57	41,8	23,3	26,4	24,1	49,4	25,3	—0,03	0,910	67,0	0,7	0,4	0,051	0,072
13	124	2,58	1,79	1,54	40,3	16,0	26,2	23,8	37,5	13,7	—0,60	0,644	20,1	1,9	0,7	0,050	0,068

* Определено в воде.
** Определено в керосине.

способность пород резко снизилась — в десятки и сотни раз. Возобновление же фильтрации после стабилизации осадки от нагрузки вызвало дополнительную осадку образцов и соответствующее уменьшение коэффициента фильтрации (см. табл. 2).

Подсчеты показывают, что в течение 20—70 суток фильтрации (после уплотнения под нагрузкой) вследствие малых величин фильтрационного расхода из образцов было вынесено небольшое количество твердых воднорастворимых солей, увеличившее объем пор в образце всего на 0,1—0,3%. Под действием нагрузки, однако, произошла дополнительная осадка, компенсировавшая с избытком это увеличение пористости, в результате чего $k_ф$ уменьшился в 2—60 раз.

Некоторая часть наблюдавшейся дополнительной осадки произошла, возможно, за счет пригонки штампа к поверхности образца и самого образца к стенкам прибора; это явление, иногда наблюдающееся при длительных компрессионных испытаниях глинистых пород, не связано с их засоленностью.

Таблица 2

Изменение фильтрационных свойств в результате выщелачивания предварительно уплотненных засоленных пород

№ образцов грунтов	$k_ф$ до нагрузки в *м/сутки*	$k_ф$ после уплотнения и стабилизации осадки в *м/сутки*	Уменьшение $k_ф$ в результате уплотнения под нагрузкой в число раз	$k_ф$ в конце опыта по фильтрации под нагрузкой в *м/сутки*	Уменьшение $k_ф$ в результате выщелачивания при фильтрации под нагрузкой в число раз	Дополнительная осадка в % к осадке от нагрузки	Нагрузка в *кг/см²*
117а	0,27	0,0002	1 325	0,00003	7	0,5	1
104	0,24—0,79	0,006	131	0,0026	2	24	1
116	0,008	0,00006	133	Фильтрация прекратилась	Фильтрация прекратилась	4,5	1
113	0,026	0,0002	130	0,00002	10	0,5	2
111	0,18	0,006	30	0,0001	60	2,4	1,5
105	0,06—0,11	0,014	8	0,0006	23	6	1
107	0,07—0,1	0,019	5	0,008	24	34	1

Выполненная серия опытов показала, что в засоленных породах, в которых природная структура уже нарушена приложением внешней нагрузки, фильтрационное выщелачивание воднорастворимых солей при сохранении этой нагрузки приводит к дополнительной осадке и уменьшению фильтрационной способности пород. В наших опытах дополнительная осадка составила до 34% от величины осадки, вызванной приложением нагрузки. При этом

существенное значение имеет величина нагрузки, приложенной к породе; при прочих равных условиях от нее зависят дальнейший ход фильтрации и размер дополнительной осадки. Чем меньше интенсивность обжимающего давления, тем меньше нарушены структурные связи и тем больше возможность увеличения коэффициента фильтрации при выщелачивании; в отношении дополнительной осадки результаты, очевидно, будут противоположными. Из этого следует, что постановку опытов и прогноз динамики коэффициента фильтрации засоленной породы необходимо вести обязательно с учетом величины того давления, которое будет иметь место в этой породе под сооружением.

Результаты наблюдений за фильтрационной способностью засоленных пород, не подвергавшихся дополнительному уплотнению и сохранивших ненарушенную структуру, приведены в табл. 3. Наблюдения за величиной $k_ф$ показывают, что во всех исследованных случаях фильтрационная способность засоленных пород при длительном фильтрационном выщелачивании возрастает в 2—100 раз.

Увеличение коэффициента фильтрации происходит несомненно вследствие увеличения пористости породы; возрастание же пористости при фильтрации может быть связано в основном механической суффозией, коагуляцией мелкодисперсной части породы при ионном обмене и растворением твердых воднорастворимых солей. Рассмотрим эти возможности.

Таблица 3

Измеиение фильтрационных свойств в результате выщелачивания засоленных пород, не уплотненных дополиительной нагрузкой

Лабораторный № образцов	Коэффициент фильтрации в *м/сутки*			Изменение $k_ф$ к концу опыта по сравнению с минимальным значением	Длительность фильтрации в сутках	Количество профильтрованной воды в $см^3$	Градиент напора	Увеличение пористости за счет выщелачивания твердых солей в %	Уменьшение пористости за счет осадки образца (по мессуру) в %
	в начале фильтрации	минимальный в ходе фильтрации	в конце фильтрации						
117в	0,01	0,01	0,99	Увеличение в 100 раз	46	6 601	0,5	на 1,4	на 0
124	0,08	0,005	0,16	„ 30 „	167	26 867	0,5	„ 3,7	„ 0
119	0,0004	0,0004	0,004	„ 10 „	41	1 094	2	„ 1,9	„ 0
122	0,004	0,004	0,04	„ 10 „	176	4 436	0,4	„ 0,7	„ 0
109	0,02	0,007	0,043	„ 6 „	165	29 962	1	„ 2,4	„ 1,6
123	0,005	0,005	0,03	„ 6 „	137	13 326	2	„ 1,0	„ 0
104	0,24	0,24	0,79	„ 3 „	9	3 317	1	„ 2,1	„ 0
105	0,06	0,06	0,16	„ 3 „	6	1 291	1	„ 0,8	„ 0
118	0,002	0,001	0,002	„ 2 „	134	6 433	2	„ 0,4	„ 0
207	0,07	0,07	0,1	„ 1,5 раза	4	971	1	„ 0,9	„ 0

1. Механическая суффозия в наших опытах, происходивших при градиентах не более 2—3, не наблюдалась, так что этот фактор должен быть исключен.

2. Коагуляция коллоидных фракций пород происходит обычно при замене поглощенного натрия ионами кальция и магния. В составе поглощенных оснований исследованных пород до выщелачивания преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+}, вследствие чего эти породы в естественном состоянии в значительной степени уже скоагулированы; однако в составе обменных оснований был и натрий, что представляет некоторые возможности для дальнейшей коагуляции при вытеснении натрия и замене его двухвалентными ионами. Проведенные опыты показали, что при фильтрации натрий выносится быстро первыми же порциями фильтрата; примерно так же быстро происходит вытеснение Na^{+} из поглощенного комплекса. Следовательно, если процесс дополнительной коагуляции мелкодисперсной фракции и имел место, то лишь в самые начальные этапы фильтрационного выщелачивания В дальнейшем ходе опыта поглощенный комплекс уже устойчиво насыщен кальцием и магнием, так как запасы их в исследованных породах очень велики ($CaCO_3$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$); таким образом еще долго, вплоть до полного растворения и выноса всего гипса и труднорастворимых карбонатов, в поровом растворе будут преобладать ионы Ca^{2+}, они же будут находиться и в поглощенном состоянии. Скоагулированное состояние коллоидных фракций уменьшает также возможность коллоидной суффозии при фильтрации. Следовательно, изменения дисперсности, пористости и фильтрационной способности пород в последующие этапы фильтрационного выщелачивания не могут быть связаны с явлениями ионного обмена.

3. Изучение количества, состава и состояния воднорастворимых солей в исследованных породах показало, что легкорастворимых солей в них сравнительно мало — не более 1%, а среднерастворимые и труднорастворимые соли находятся в твердом виде. Растворение и вынос этих солей фильтрационным потоком уменьшают объем твердой части (скелета) породы, и, таким образом, увеличивают пористость. В наших опытах выщелачивание воднорастворимых солей увеличило естественную пористость пород на 0,4—3,7%; эти величины как будто невелики по сравнению с естественной пористостью пород (38—48%). Следует, однако, учесть, что в изученных породах пористость, фактически свободная для продвижения фильтрационного потока, гораздо меньше 38—48%, так как часть заполняющей поры влаги находится в связанном состоянии. Для всех исследованных макропористых суглинков «свободная» пористость, определенная по разности между общей пористостью и пористостью соответствующей порам, занятым влагой, отвечающей максимальной молекулярной

влагоемкости, составляла 9—20% от объема породы; таким образом, увеличение общей пористости на 0,4—3,7% не могло не увеличить фильтрационной способности пород. Этот процесс увеличения «свободной» пористости является основной причиной увеличения фильтрационной способности изученных нами засоленных пород при длительной фильтрации.

Наблюдавшееся в ряде случаев в ходе фильтрации некоторое уменьшение $k_ф$ также связано не с ионным обменом, а с растворением воднорастворимых солей, принимающих участие в создании цементационных связей и образовании временных агрегатов частиц. Под действием воды эти связи ослабевают, размягчаются, а временные агрегаты разрушаются; при этом уменьшается фильтрационная способность породы. Уменьшение $k_ф$ может происходить, кроме того, вследствие осадки породы под действием собственного веса после разрушения цементационных связей и увеличения пористости от растворения и выноса твердых солей.

Таким образом, при фильтрационном выщелачивании воднорастворимых солей происходят два противоположных процесса:

а) увеличение пористости за счет выноса воднорастворимых солей, сопровождающееся увеличением $k_ф$, и

б) уменьшение пористости за счет разрушения водонеустойчивых агрегатов и осадки под действием собственного веса породы, что сопровождается уменьшением $k_ф$. Сочетание этих процессов обусловливает наблюдавшиеся нами в опытах колебания значений коэффициента $k_ф$ в виде чередования периодов возрастания и падения его. В тех случаях, когда порода обладает водопрочной структурой и осадка не успевает компенсировать увеличение пористости за счет растворения твердых солей, наблюдается значительное увеличение $k_ф$ пород в 10—100 раз.

Интересно отметить, что в ряде случаев возрастание $k_ф$ в опытах происходило задолго до полного выноса среднерастворимых солей и во всех случаях при выносе не более 1—2% от запаса труднорастворимых солей. Вынос легкорастворимых солей, содержавшихся в исследованных породах в малых количествах (менее 1%), происходил в первые же периоды фильтрации и видимого влияния на величину $k_ф$ не оказал. Наблюдения показали также, что характер и степень изменения коэффициента фильтрации засоленных пород при фильтрационном выщелачивании не пропорциональны увеличению пористости за счет выноса солей. Это приводит к заключению, что увеличение пористости происходит не равномерно во всем объеме образца, а в виде образования сосредоточенных путей фильтрации; в этом процессе большое значение имеют, очевидно, начальная структура и текстура породы, а также ее химико-минералогический состав.

Сопоставление степени увеличения $k_ф$ с физико-механическими свойствами исследованных засоленных пород, с количеством и составом имевшихся в них и вынесенных при фильтрации солей, со скоростью выщелачивания солей, а также со скоростью

и длительностью фильтрации показало, что связь между изменением $k_ф$ и этими факторами имеет сложный характер. Поэтому для суждения о характере и степени изменения $k_ф$ засоленных пород при выщелачивании из них солей необходимо для каждой изучаемой разновидности пород провести специальные фильтрационные опыты, как это делается при определении физико-механических свойств каждой новой разновидности пород. Накопление массовых экспериментальных данных для естественных засоленных пород различного происхождения и возраста позволит перейти к обобщающим выводам по динамике $k_ф$ для отдельных регионально-развитых типов засоленных пород.

А. Н. ГЛАЗЬ,
канд. техн. наук
Л. А. МОРОЗОВА,
инж.

О ВЛИЯНИИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СОЛЕЙ НА ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ И ПРОЧНОСТЬ ЛЕССОВИДНЫХ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЙ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Известно, что осадки гидротехнических сооружений, возведенных на лессовидных грунтах, обязаны неизбежному повышению влажности, снижающей прочность лесса и лессовидных грунтов в основании.

Заметим при этом, что толщи некоторых разновидностей лесса и лессовидных грунтов, находясь под тяжестью возведенных сооружений, испытывают в условиях кратковременного увлажнения значительные по величине осадки, тогда как пласты других аналогичных грунтов подвержены этому лишь под воздействием длительной фильтрации. Первые из них принято классифицировать просадочными, а вторые относятся обычно к непросадочным грунтам, являющимся вследствие этого более безопасными основаниями.

Чтобы обезопасить инженерные сооружения, возведенные на лессе и лессовидных грунтах, от явлений просадочности в практике гидротехнического строительства прибегают к различным профилактическим средствам, наиболее распространенным из которых является способ поверхностного замачивания территории. Отметим здесь, что поверхностное замачивание территории, котлованов и т. п., проводимое с целью предотвращения явлений просадочности, не всегда достигает цели. Оно иногда лишь несколько снижает в сооружениях общие осадки, но не устраняет неравномерности последних, являющейся наиболее опасной для целостности конструкции.

Опыт эксплуатации гидротехнических сооружений в районе одной из среднеазиатских гидростанций может в этом отношении служить наглядным примером.

В период строительства указанной ГЭС было произведено 28-суточное замачивание дна котлованов, в результате которого горизонт воды, просочившейся через толщу лессовидного грунта, сомкнулся с бытовым уровнем грунтовых вод, однако ожидаемо-

го при этом уплотнения грунта основания не только не произошло, но было замечено некоторое его разуплотнение, выразившееся в частичном подъеме поверхности дна котлована.

Это обстоятельство и данные предшествовавших строительству изысканий, показавших, что засоленность толщи лессовидных грунтов основания не превышает 1%, позволили считать

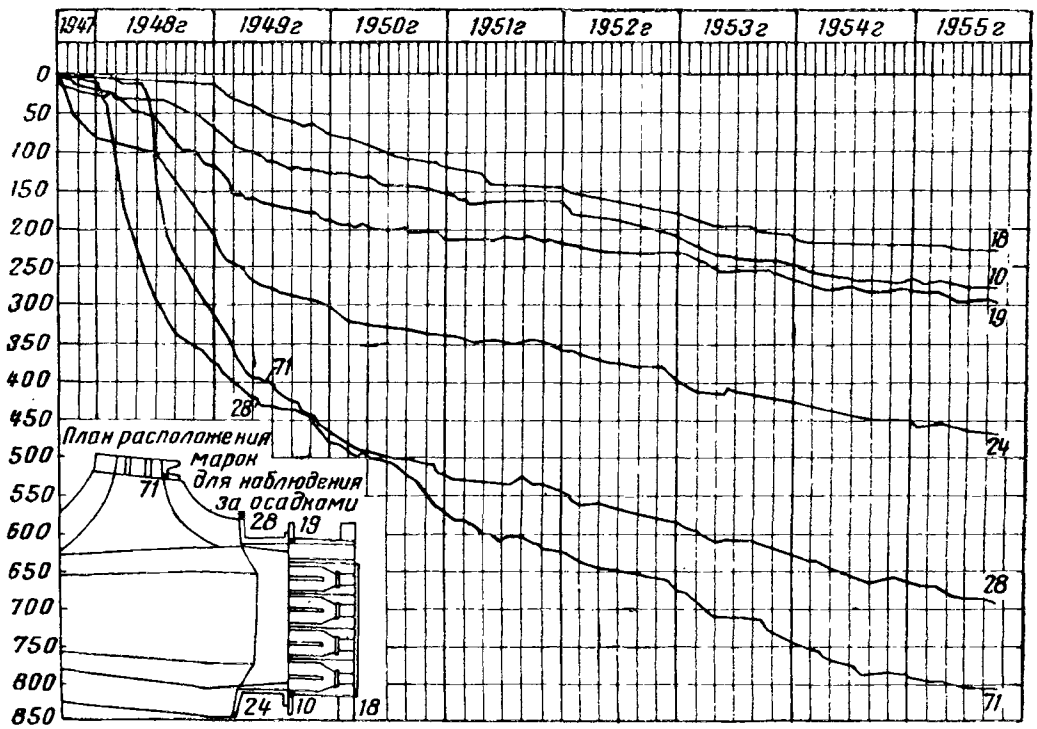


Рис. 1. Осадки элементов сооружений в *мм*

такое основание безопасным для гидротехнических сооружений. Вследствие указанных соображений проект конструкции гидротехнических сооружений ГЭС не получил существенного отличия от проектов подобных же сооружений, возводимых на обычных супесчаных и суглинистых основаниях.

Опыт восьмилетней эксплуатации системы, однако, показал, что принятые при проектировании и возведении гидросооружений положения не являются строго обоснованными, так как за указанный период все элементы сооружений испытывают непрекращающиеся деформации с периодически повторяющейся интенсификацией и неравномерностью осадок.

Иллюстрацией непрекращающихся осадок отдельных элементов рассматриваемых сооружений могут служить данные, представленные графиками на рис. 1.

Из графиков видно, что как по абсолютным величинам, так и по интенсивности в наибольшей мере подвержены осадкам те

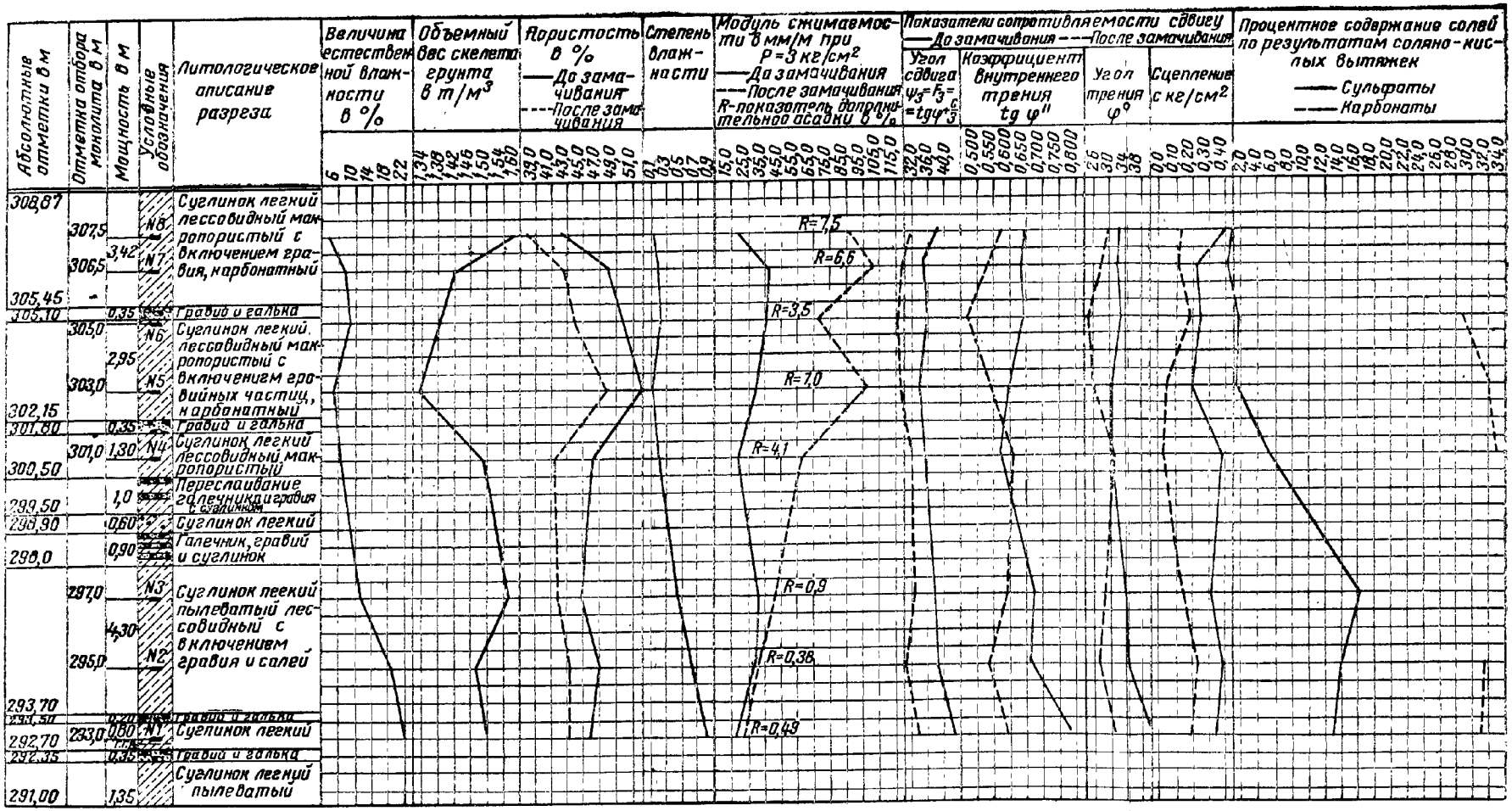


Рис. 2. Геологометологический разрез выработки с характеристикой засоленности и физико-механических свойств пород

элементы сооружений, основания которых расположены вблизи источника обводнения — напорного бассейна, как, например, марки: 71, 28 и 24, и в наименьшей мере — марка 18, находящаяся на большем расстоянии от него.

Эти обстоятельства, в частности, позволяют полагать, что непрекращающиеся в условиях эксплуатации сооружения осадки его элементов сооружений обязаны не только имевшей место неуплотненности грунта основания, но также и другим причинам, которым до сих пор не придавалось большого значения.

Проведенные лабораторией инженерной геологии ВНИИГ в 1954—1955 гг. исследования лессовидных грунтов из выработок района сооружений показали, что распределение в толще породы воднорастворимых солей является весьма неравномерным как по глубине, так и по площади отдельных горизонтов. Общее же содержание солей в грунтах иногда превышает 40%; в этом количестве хорошо растворимые в воде соли (хлоридные и сульфатные) составляют до 16% и более, а остальную часть — карбонаты.

Для иллюстрации содержания и распределения солей по горизонтам, а также геологолитологического строения района сооружений на рис. 2 приводится разрез одной из выработок.

Из этих данных видно, что содержание солей по горизонтам является неравномерным и в пределах отметок 305,00 и 293,00 толщи грунтов основания сооружений до уровня грунтовых вод может быть охарактеризовано следующими цифрами: хлоридов — следы; сульфатов — от 1,5 до 16%, в среднем 9%; карбонатов — от 29 до 33%, в среднем 31%.

Наблюдениями за содержанием солей в грунтовой воде и воде деривационного канала установлено, что степень минерализации воды по пути фильтрации из канала через подстилающие его слои грунта непрерывно возрастает, обогащаясь в основном за счет растворения сульфатов.

Это обстоятельство можно иллюстрировать данными, приведенными на графиках рис. 3. Здесь наряду с разрезом деривационного канала и скважин № 30 и 31, из которых были взяты пробы воды для анализа, производятся кривые изменения концентрации раствора, выраженной в *мг/л*, и кривые изменения содержания в растворе хлоридов, сульфатов и бикарбонатов, выраженного в процентах от общей суммы растворенных в воде солей, в зависимости от вероятной длины пути фильтрации. Из графиков видно, что если содержание солей в воде канала составляет 644 *мг/л*, то на расстоянии примерно 50 *м* от канала (скважина № 31) величина его возросла до 2524 *мг/л*; при этом процентное соотношение в воде хлоридов уменьшилось с 14,98 до 4,78, бикарбонатов — с 32,06 до 1,74, а содержание сульфатов возросло с 52,96 до 93,48. Абсолютные количества содержащихся в фильтрационной воде солей показаны в табл. 1.

Таблица 1

Места взятия проб воды для анализа	Содержание солей в воде в *мг/л*			
	общее	хлориды	сульфаты	бикарбонаты
Деривационный канал .	644	99,62	351,92	212,48
Скважина № 30	820	111,68	627,8	70,5
Скважина № 31	2524	120,65	2259,4	43,9

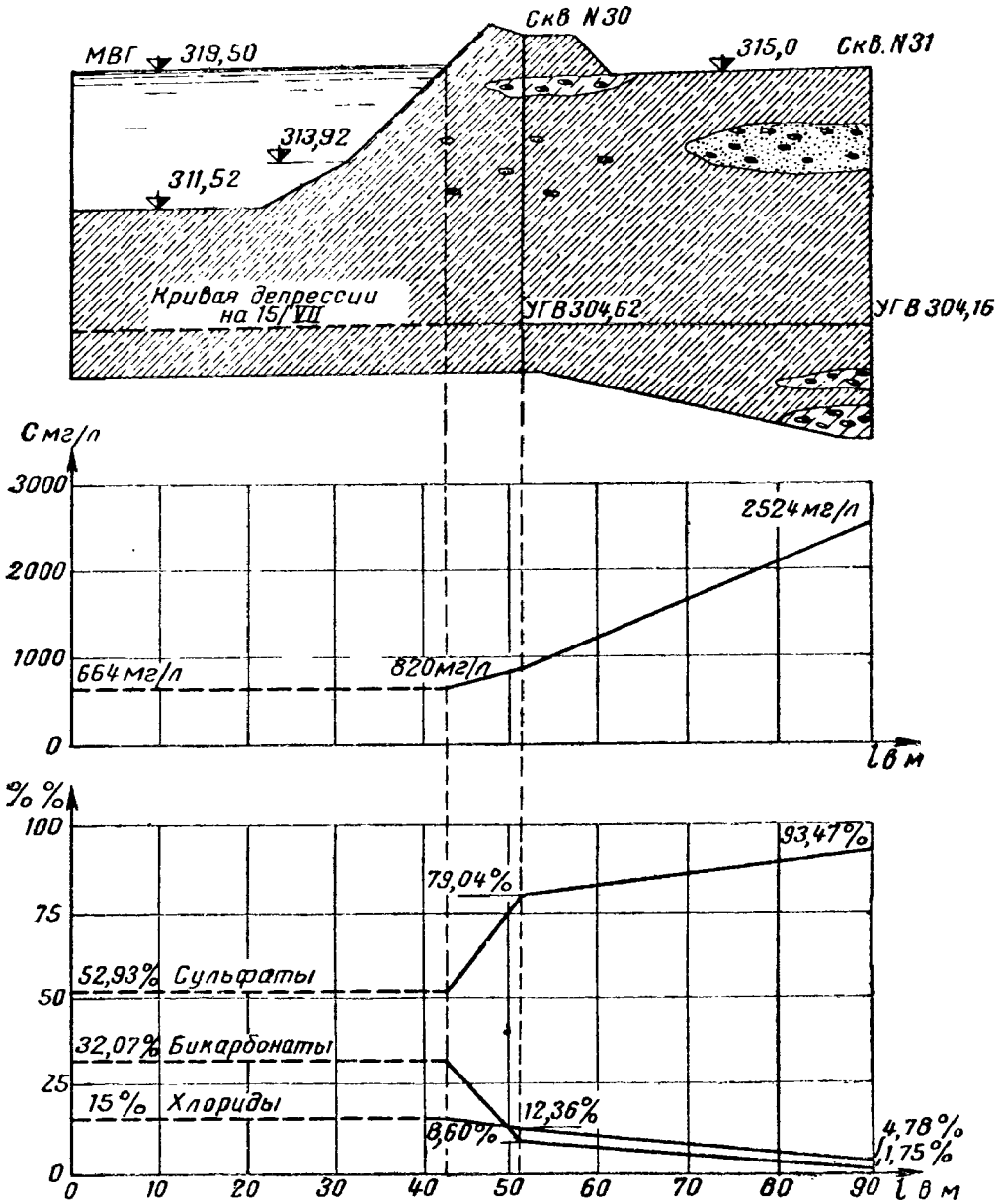


Рис. 3. Разрез деривационного канала и кривые изменения общего содержания солей, сульфатов, бикарбонатов и хлоридов в воде канала и скважинах

Из этих данных видно, что на пути движения фильтрационного потока от канала до скважины № 31 произошло увеличение в растворе хлоридов — с 99,6 до 120,65 *мг/л*, а сульфатов — с 351,92 до 2259,4 *мг/л*, тогда как содержание бикарбонатов снизилось с 212,48 до 43,9 *мг/л*. Это явление при данных условиях является вполне закономерным. Увеличение сульфатов в фильт-

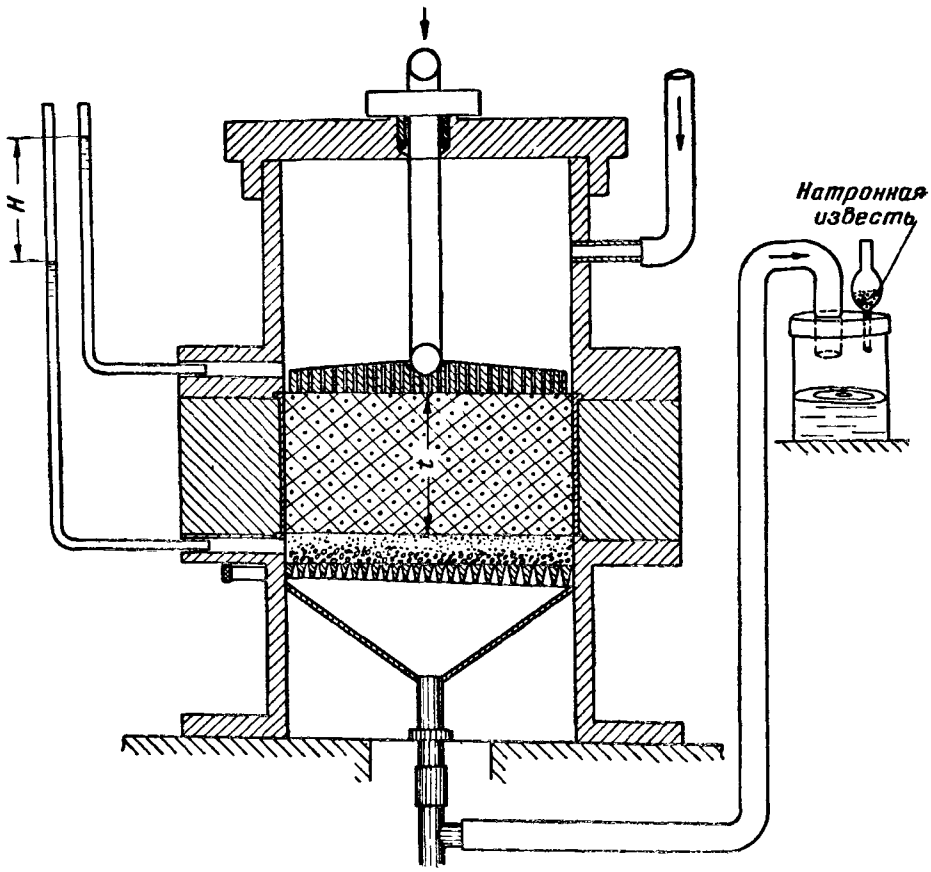


Рис. 4. Схема компрессионно-фильтрационного прибора

рационном потоке вызвано растворением сульфатных солей, содержащихся в грунте, а высокая концентрация сульфатного раствора — наличием хлоридов, увеличивающих растворимость этих солей. Потеря бикарбонатов по пути движения фильтрационного потока объясняется снижением свободной углекислоты CO_2 в грунте и особенно наличием в нем твердой фазы $CaCO_3$, в соприкосновении с которой пересыщенного бикарбонатами раствора происходит неизбежное выпадение кристаллов в пограничной зоне. Таким образом, в рассматриваемом случае при фильтрации воды из канала происходит, с одной стороны, выщелачивание хлоридов и сульфатов, а с другой, — отложение в порах грунта кристаллов бикарбонатов, принесенных водой канала.

С учетом изложенных соображений в лаборатории инженерной геологии ВНИИГ наряду с исследованиями по установлению

причин непрекращающихся в течение восьми лет осадок сооружений рассматриваемого объекта были проведены исследования по изучению влияния выщелачивания солей на деформируемость и прочность лессовидных грунтов основания. Для этой цели по проекту лаборатории были изготовлены компрессионно-фильтрационные приборы; схематическое изображение одного из них представлено на рис. 4. Рассматриваемый прибор позволяет производить испытания образцов грунта на компрессию и фильтрацию как раздельно, так и одновременно. В условиях одновременного испытания образца грунта на компрессию и фильтрацию осадки его измеряются при помощи индикаторов, а фильтрационный расход — объемным (или весовым) способом; химический анализ фильтрата позволяет оценивать степень выщелачивания солей из образца грунта.

В целях определения сопротивления сдвигу засоленного и выщелоченного грунта габариты кольца (грунтоноса) в компрессионно-фильтрационном приборе были изготовлены в соответствии с габаритами обжимного устройства в сдвижном приборе конструкции проф. Маслова Н. Н. и Лурье Ю. Ю. Это обстоятельство позволяет без существенного нарушения перенос испытуемого образца грунта вместе с кольцом из компрессионно-фильтрационного прибора в сдвижной и производить испытание его на сдвиг на любой стадии выщелачивания из него солей.

В табл. 2 приводятся данные о физико-механических свойствах и химическом составе образцов грунта, использованных в опытах, результаты которых приводятся ниже. Из таблицы видно, что подвергнутые испытанию образцы грунта представляют собой тяжелые пылеватые супеси и легкие пылеватые суглинки, обладавшие до опыта влажностью от 6,6 до 16,5% и пористостью от 34,5 до 50,1%, с содержанием хорошо растворимых солей в пределах от 5,1 до 15,2%. Из этих данных следует также, что плотность породы в весьма узком диапазоне отметок (при разности их 15—20 *см*) сильно колеблется, равно как и колеблется влажность отдельных образцов грунта одного и того же монолита.

Указанная разнохарактерность испытанных образцов грунта сильно затрудняет строгий анализ полученных в опытах результатов, однако они несомненно представляют большой практический интерес для гидротехнического строительства и, в частности, для установления причин непрекращающихся деформаций изучаемого объекта.

Подвергнутые длительному выщелачиванию образцы грунта после компрессии при естественной влажности и замачивания под нагрузкой в 3 *кг/см*^{2} показали, что коэффициенты фильтрации непрерывно снижаются. Так, например (см. рис. 5), в опыте № 1 за время 64 суток коэффициент фильтрации снизился в 17,7 раза, в опыте № 2 за время 62 суток — в 12,6 раза, а в опыте № 3 за время 100 суток — в 33 раза. Важно здесь отметить, что наибольшее относительное снижение коэффициентов фильтрации

Таблица 2

№ опытов	Отметка взятия монолитов в *м*	Наименование грунта	Физико-механическая и химическая характеристики испытанных образцов грунтов										Общее содержание сульфатов и карбонатов в %	Содержание в % хорошо воднорастворимых солей	
			влажность в %	объемный вес скелета в *г/см³*	пористость в %	степень влажности	Данные анализа солянокислых вытяжек							сульфатов	хлоридов
							нерастворимый остаток	R_2O_3	SO_3	CaO	MgO	CO_2			
1	297,99—297,79	Супесь тяжелая пылеватая	16,5	1,69	39,9	0,696	55,7	5,7	6,6	17,5	2,4	11,8	38,2	11,2	—
2	297,99—297,79	То же	13,3	1,84	34,5	0,716	55,7	5,7	6,6	17,5	2,4	11,8	38,2	11,2	
3	301,0 —300,85	Суглинок легкий пылеватый	7,6	1,50	46,2	0,247	58,1	4,3	3,0	16,4	1,9	11,8	37,9	5,1	0,05
4	301,0 —300,85	То же	6,6	1,54	44,5	0,232	58,1	4,3	3,0	16,4	1,9	14,4	37,9	5,1	0,05
5	301,0 —300,85	»	15,5	1,38	50,1	0,430	58,1	4,3	3,0	16,4	1,9	14,4	37,9	5,1	0,05
6	301,0 —300,85	»	9,4	1,50	45,9	0,310	58,1	4,3	3,0	16,4	1,9	14,4	37,9	5,1	0,05
7	301,0 —300,85	»	8,2	1,52	45,1	0,276	58,1	4,3	3,0	16,4	1,9	14,4	37,9	5,1	0,05
8	297,0 —296,85	»	11,7	1,53	45,9	0,279	59,4	4,6	8,9	19,2	2,0	—	37,8	15,2	0,08

наблюдается в тех образцах, в которых величина объемной пористости к началу опыта была наибольшей. Таким образом, при заданных условиях в процессе выщелачивания солей из грунта величина коэффициента фильтрации его снижается, что может происходить как за счет дезагрегации грунта, так и за счет его уплотнения.

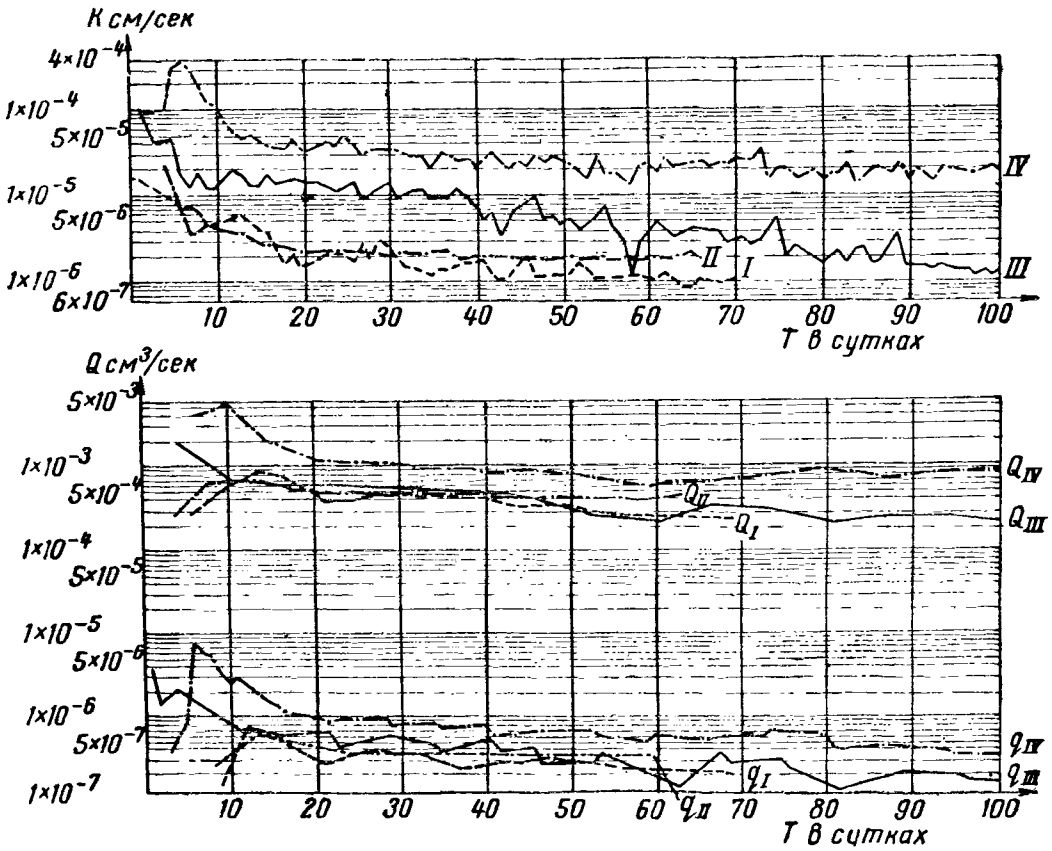


Рис. 5. График коэффициентов фильтрации при длительном выщелачивании

Результаты компрессионно-фильтрационных испытаний образцов лессовидного грунта показывают, что после осадки под действием нагрузки, приложенной в условиях естественной влажности и замачивания, при фильтрации (под той же нагрузкой) наблюдается дальнейшая осадка образца за счет выщелачивания солей.

Причем относительные осадки образцов за время фильтрации, как видно из данных, помещенных на рис. 6,*а* и в табл. 3, в зависимости от начальной плотности и пористости грунта, содержания воднорастворимых солей, их дисперсности и распределения в объеме испытуемого образца, являются различными.

Несмотря на указанное различие в составе и плотности образцов грунта, относительная осадка и значение показателей допол-

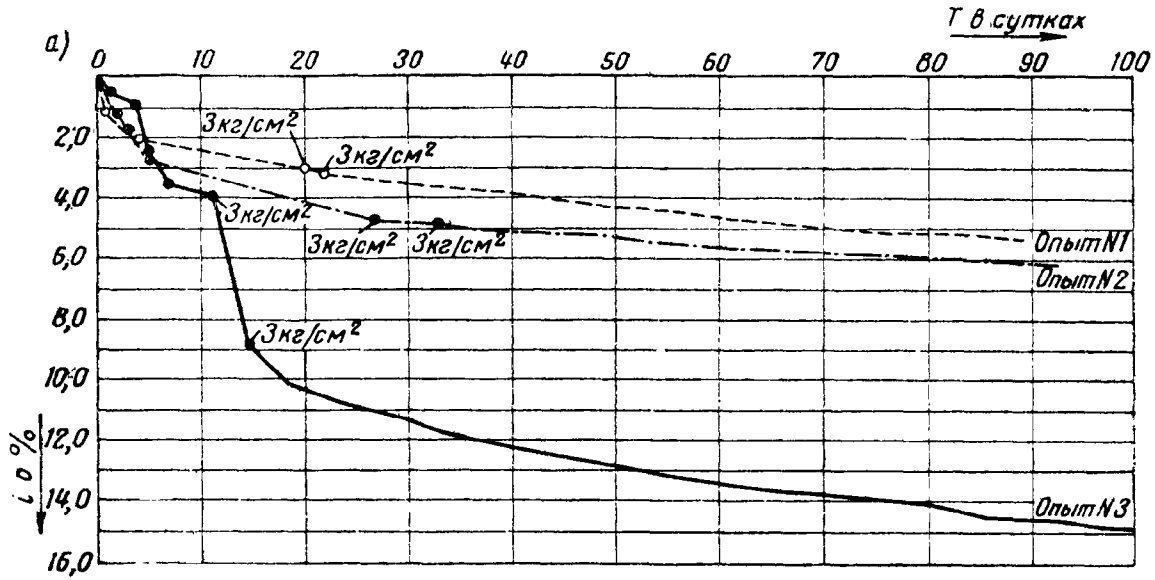


Рис. 6а. График относительной осадки образцов при фильтрации

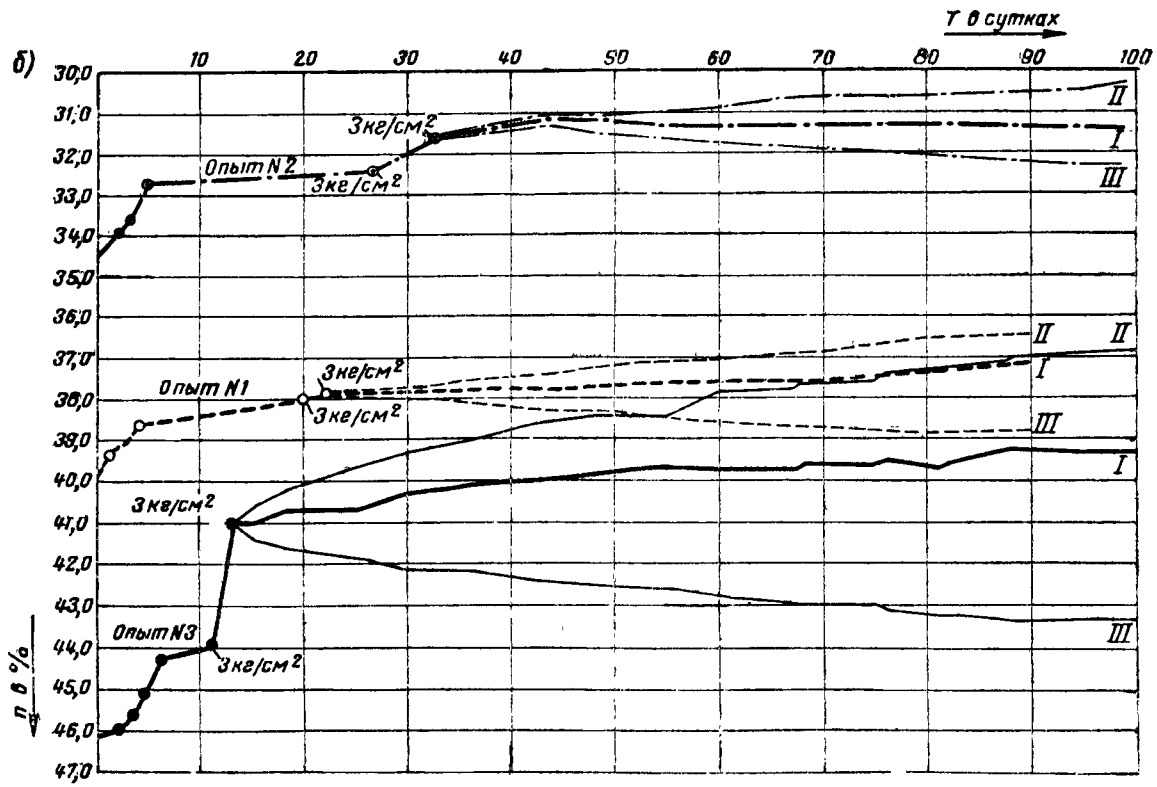


Рис. 6б. График изменения пористости образцов при выщелачивании

Таблица 3

№ опытов	Начальная пористость в %	Загипсованность в %	Относительная осадка в % при нагрузке $p = 3$ кг/см²				Показатель дополнительной осадки в %		
			при естественной влажности	при замачивании	при фильтрации	суммарная	за счет замачивания	за счет выщелачивания	суммарный
1	39,9	11,2	3,07	0,11	2,17	5,35	0,1	2,23	2,35
2	34,5	11,2	4,64	0,22	1,19	6,05	0,2	1,26	1,47
3	46,2	5,1	3,89	4,90	6,0	14,80	5,0	6,58	11,45

нительных осадок их возрастают с увеличением начальной пористости. При этом величины относительных осадок и показателей дополнительной осадки при выщелачивании для исследованных грунтов, как правило, превосходят осадки, полученные при замачивании чистой водой.

Приведенные данные дают общее представление о влиянии выщелачивания солей на деформируемость лессовидных грунтов в процессе фильтрации, однако они не выявляют тех изменений в структуре и пористости, которые происходят в грунте в результате выщелачивания солей. Для выявления этого вопроса могут служить кривые, представленные на рис. 6б.

Как видно из рисунка, кривые изменения пористости лессовидного грунта в процессе выщелачивания представлены тремя ветвями: *I* ветвь кривой отвечает данным, наблюдаемым в опытах; *II* ветвь кривой — теоретическая, отвечающая условию, при котором осадка не зависит от объема выщелоченной соли из грунта; *III* ветвь кривой также является теоретической и отвечает условию, при котором выщелоченный объем соли никаким путем не замещается, и грунт сохраняет свой начальный объем.

Согласно очертанию *I* ветви кривой, объемная пористость образца вследствие выщелачивания солей из грунта непрерывно уменьшается, т. е. образец грунта в процессе выщелачивания уплотняется, однако это уплотнение не возмещает полностью объема вынесенных солей. Разница ординат между *II* и *I* ветвью кривой представляет дефицит в уплотнении образца грунта, получаемый в процессе выщелачивания. Разница же ординат между *I* и *III* ветвью кривой выражает степень замещения объема вымытых из грунта солей за счет деформации уплотнения образца.

Из приведенных данных видно, что степень замещения объема вымытых солей из образца путем уплотнения нерастворенной части грунта в условиях нагрузки величиной в 3 кг/см² возрастает с увеличением начальной пористости образца.

На рис. 7а изображены две кривые, выражающие изменение относительных осадок образцов грунта в процессе выщелачивания солей в течение 100 суток под нагрузкой 3 и 0,5 кг/см².

Очертание кривых показывает, что относительные осадки в процессе выщелачивания солей из грунта лишь в малой степени зависят от величины нагрузок.

Все эти данные подтверждают, что относительная осадка образца после замачивания лессовидного грунта под нагрузкой

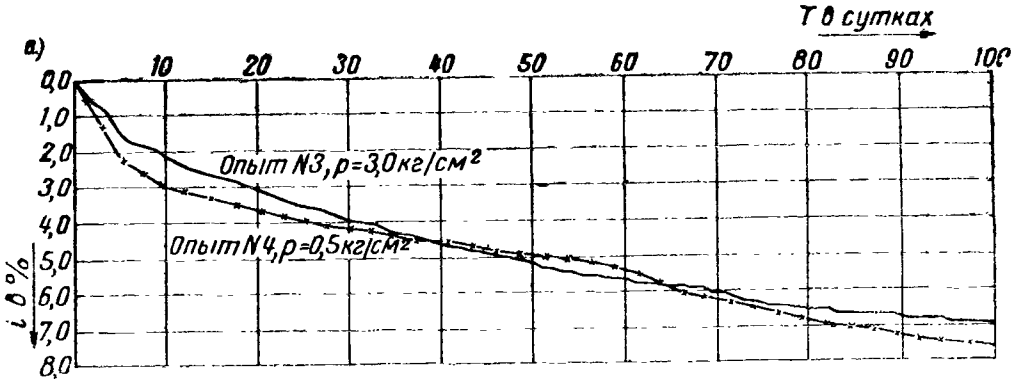


Рис. 7а. График относительной осадки образцов при выщелачивании

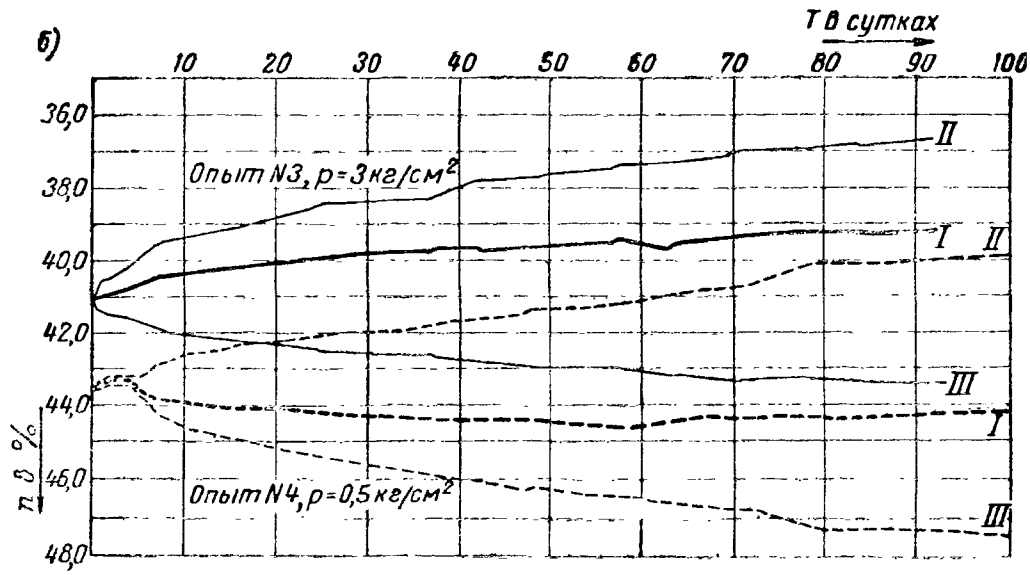
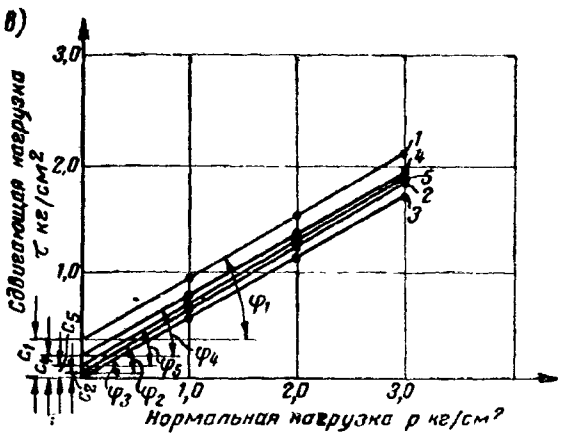


Рис. 7б. График изменения пористости образцов при выщелачивании

3 *кг/см²*, за 100 суток выщелачивания составляет $i = 6{,}9\%$, или 69 *мм/м*, а под нагрузкой 0,5 *кг/см²* за тот же промежуток времени испытания достигла величины $i = 7{,}6\%$, или 76 *мм/м*, т. е. оказалась большей на 10%.

Что же касается изменения пористости в образцах за время выщелачивания из них солей (см. рис. 7б), то в опыте при нагрузке 3 *кг/см²* она непрерывно снижается, а в опыте при нагрузке 0,5 *кг/см²* возрастает, т. е. образец приобретает несколько меньшую плотность по сравнению с плотностью его, полученной

после замачивания водой. Это обстоятельство показывает, что выщелачивание солей из лессовидных грунтов в условиях небольших нагрузок может с течением времени привести непросадочные засоленные грунты к состоянию, свойственному просадочным грунтам. Возведение на таких грунтах гидротехнических сооружений легкого типа может привести к их расстройству и усложнению условий эксплуатации. Рассмотренные опыты показывают, что в результате выщелачивания солей из лессовидного грунта сопротивление его сдвигу не снижается, а наоборот, в ряде опытов отмечается некоторое повышение прочности по сравнению с сопротивлением образцов, замачиваемых чистой водой; следует здесь отметить, что замачивание испытанных образцов лессовидного грунта раствором гакже повышало их сопротивляемость сдвигу по сравнению с сопротивляемостью образцов, замачиваемых водой.



№№ кривых	tg φ	φ°	c кг/см²	ψр=3 кг/см²
1	0,600	31°	0,340	35°30′
2	0,615	31°35′	0,035	32°
3	0,570	29°40′	0,00	29°40′
4	0,590	30°40′	0,200	33°15′
5	0,605	31°10′	0,10	32°30′

Рис. 7в. Влияние выщелачивания солей на сопротивление сдвигу

Для лучшего представления о влиянии выщелачивания солей, замачивания раствором и водой на сопротивляемость сдвигу приведем результаты испытания нескольких образцов лессовидного грунта, изображенных на рис. 7в. Из этих данных видно, что наибольшей сопротивляемостью сдвигу обладают образцы лессовидного грунта при естественной влажности и наименьшей — замачиваемые чистой водой; сопротивляемость же образцов грунта сдвигу, замачиваемых раствором, и образцов, подвергнутых длительному выщелачиванию (100 суток), занимает промежуточное значение.

Приведенные результаты исследований о влиянии выщелачивания солей на деформируемость и прочность лессовидных грунтов представляют лишь этап предусматриваемых планом ВНИИГ исследований лесса и лессовидных грунтов как оснований гидротехнических сооружений. Тем не менее полученные результаты в опытах по выщелачиванию солей из лессовидных грунтов, несмотря на недостаточную еще разработанность методики такого рода испытаний, показывают, в какой мере нельзя пренебрегать

влиянием воднорастворимых солей в грунтах оснований на деформируемость и устойчивость гидротехнических сооружений. Примером подобного необоснованного пренебрежения могут служить деформации сооружений рассмотренного выше объекта.

С другой стороны, рационализация проектирования гидротехнических сооружений на засоленных грунтах вообще и на лессовидных в особенности в высокой степени зависит от успеха в развитии научных исследований в этой области, которым до сих пор не уделялось достаточного внимания.

Выводы

Проведенные лабораторией инженерной геологии ВНИИГ исследования с лессовидными засоленными грунтами Голодностепской террасы приводят к следующим выводам

1. Методика лабораторных исследований, принятая нами при изучении вопроса о влиянии выщелачивания солей на деформируемость и прочность лессовидных грунтов оснований гидротехнических сооружений, позволяет в наиболее доступной форме получать результаты исследований для инженерных расчетов.

2. Выявленное в этих исследованиях влияние выщелачивания солей на деформируемость лессовидных грунтов основания вполне объясняет наблюдаемые многолетние деформации рассмотренного выше объекта.

3. Опыты показали, что влияние выщелачивания солей на деформируемость грунта основания является весьма значительным; в зависимости от содержания, распределения и качества солей засоленные лессовидные грунты, находясь в условиях фильтрации, могут представлять не меньшую опасность для целостности гидротехнических сооружений, чем в обычном понимании просадочные основания.

4. Влияние выщелачивания солей из лессовидных грунтов на сопротивляемость последних сдвигу зависит от качества этих солей. В рассматриваемых грунтах, содержащих в основном сульфатные и карбонатные соли, в результате выщелачивания их сопротивляемость сдвигу не только не снижается, но в ряде опытов наблюдалось ее повышение по сравнению с результатами испытания замачиваемых образцов водой.

5. В рассматриваемом случае основной опасностью для целостности гидротехнических сооружений являются: неравномерное распределение в толще грунта воднорастворимых соединений и неравномерное обводнение оснований, вызывающих при фильтрации неравномерную их осадку.

О. Е. ДОБРОВИНСКАЯ
научн. сотр. ВНИИ Водгео

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СОПРОТИВЛЕНИИ СДВИГУ ЗАСОЛЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Изучение влияния солей на физико-технические свойства грунтов является необходимым для строительных целей. В строительной практике часто в качестве материала для гидротехнических сооружений или оснований под эти сооружения используется засоленный грунт. В процессе эксплуатации гидротехнических сооружений, возведенных из засоленных грунтов, процентное содержание солей в грунте в связи с фильтрацией воды может меняться, что в свою очередь влияет на прочность грунта.

Как известно, одной из основных характеристик прочности грунта является сопротивление его сдвигу, в связи с чем в 1954 г. в лаборатории геотехники института Водгео под руководством проф. Федорова И. С. проводилось изучение влияния содержащихся в грунте солей на сопротивление их сдвигу. Изучение сопротивления сдвигу проводилось на искусственно засоленных образцах глинистых пород, для чего были использованы кучинская и кудиновская глины, в которые искусственно вводились соли: хлористый и сернокислый натрий.

Некоторые свойства исследованных грунтов приводятся в табл. 1.

Хлористый натрий и сернокислый натрий вносились в грунт в виде порошков и в виде растворов. Каждая из солей вводилась в грунт в порошкообразном виде в количестве 1, 2, 5 и 10% в расчете на абсолютно сухой грунт. Для внесения в грунт растворов солей были приготовлены 5, 10, 15 и 20%-ные (или 0,9; 1,9; 3 и 4,3 *N*) растворы хлористого натрия и 5, 10 и 15%-ные (или 0,74; 1,56 и 2,48 *N*) растворы сернокислого натрия.

Приготовление искусственно засоленных образцов кудиновской и кучинской глины производилось следующими двумя методами:

1. К навеске воздушносухого грунта, просеянного через сито с диаметром ячеек 1 *мм*, добавлялась навеска хлористого или сернокислого натрия, приливалась дистиллированная вода в количестве, необходимом для получения желаемой влажности, затем масса тщательно перемешивалась и загружалась в прибор для определения сопротивления сдвигу. Количество воды рассчитыва-

Таблица 1

Наименование грунта	Гранулометрический состав в % (пипеточный метод)				
	0,25—0,10 *мм*	0,10—0,05 *мм*	0,05—0,01 *мм*	0,01—0.005 *мм*	<0,005 *мм*
Кудиновская глина	3,02	8,16	32,56	15,28	40,98
Кучинская глина	6,88	1,66	53,82	4,46	33,18

Продолжение табл. 1

Наименование грунта	Пластичность в %				
	граница текучести	граница раскатывания	число пластичности	сухой остаток в %	емкость поглощения в *мг-экв* на 100 *г* грунта
Кудиновская глина	49,9	26,1	23,3	0,08	16,34
Кучинская глина	38,7	22,7	16,0	0,13	18,62

лось таким образом, чтобы влажность в расчете на грунт без соли получалась во всех случаях засоления одинаковой.

2. К навеске воздушносухого грунта, просеянного через сито с диаметром ячеек 1 *мм*, добавлялся определенный объем раствора хлористого или сернокислого натрия той или иной концентрации; полученная масса тщательно перемешивалась и загружалась в прибор для определения величины сопротивления сдвигу.

Во втором случае также подсчитывалось процентное содержание соли по отношению к весу абсолютно сухого грунта. Подготовленный тем или иным методом образец искусственно засоленной глины загружался в прибор для определения величины сопротивления сдвигу. Этот прибор состоял из срезного цилиндра, который при помощи троса, перекинутого через блок, соединялся с грузом, создающим сдвигающее усилие. Загрузка засоленной пасты в срезной прибор производилась отдельными порциями и уплотнялась трамбовкой, затем ставился штамп и прикладывалось вертикальное давление величиной в 1,0 *кг/см*^{2}. Высота образца была 20—23 *мм*, диаметр 60 *мм*.

Сдвигающее усилие передавалось отдельными ступенями, ежеминутно и немедленно после приложения вертикального давления. Деформация сдвига регистрировалась по мессуре. Величина отдельных ступеней сдвигающего усилия зависела от величины деформации сдвига.Если деформация сдвига не превышала 1 *мм/мин*, то сдвигающее усилие прикладывалось по 1 *кг* через минуту, а при деформации сдвига свыше 1 *мм/мин* сдви-

гающее усилие прикладывалось ступенями по 0,5 *кг* в минуту и в отдельных случаях при очень сильном нарастании деформации сдвига по 0,2 *кг* через минуту. Опыт считался законченным, когда стрелка мессуры падала до нулевого показания. В зависимости от величины сопротивления сдвигу опыт продолжался от 7 до 20 мин. После опыта определялись объемный вес и влажность всего образца и делался пересчет на объемный вес скелета без растворенной соли. Объемный вес скелета без соли не включал соль, находившуюся в растворенном виде, но включал соль, находившуюся в твердой фазе. Для определения объемного веса скелета без соли необходимо было знать, какое количество соли находилось в растворе и какое количество в твердой фазе.

При подготовке засоленных образцов по второму методу вся соль была в растворенном виде; при подготовке же образцов по первому методу часть соли могла не растворяться и находиться в твердой фазе. Для каждого образца, подготовленного по первому методу, производился подсчет процентного содержания соли, перешедшей в раствор и оставшейся в твердой фазе. Объемный вес скелета без соли подсчитывался по формуле

$$\gamma_{\text{ск.б.с}} = \frac{\gamma_{\text{ск}}\, a}{100}\ г/см^3,$$

где $\gamma_{\text{ск}}$ — объемный вес скелета (грунт + вся соль);
a — суммарное процентное содержание грунта и нерастворенной соли в образце.

Сопоставление результатов опытов по сопротивлению сдвигу проводилось нами для образцов с одинаковыми или примерно равными объемными весами скелета без соли[1].

Результаты испытаний искусственно засоленных образцов кучинской и кудиновской глин на сдвиг представлены на рис. 1—4. На рис. 1 приведены графики зависимости сопротивления сдвигу от процентного содержания хлористого натрия в искусственно засоленной кучинской глине. Линиями (на рис. 1—4) соединены точки с одинаковыми или близкими объемными весами скелета. Цифры у точек (рис. 1—4) обозначают объемные веса скелета. Каждая точка является средней из двух параллельных определений.

Образцы с объемными весами скелета от 1,24 до 1,43 $г/см^3$ (см. рис. 1) получены засол[illegible]ем по первому методу, а образцы с объемными весами скелета от 1,50 до 1,57 $г/см^3$ — засолением по второму методу. Из рис. 1 следует, что с увеличением процентного содержания хлористого натрия в искусственно засоленных образцах кучинской глины сопротивление сдвигу последней увеличивалось. Количественное изменение сопротивления сдвигу

[1] В дальнейшем тексте объемный вес скелета грунта указывается без соли, т. е. $\gamma_{\text{ск.б.с}}$.

при изменении процентного содержания хлористого натрия в образцах кучинской глины было следующее.

1. У образцов с объемным весом скелета от 1,23 до 1,27 *г/см*^{3} при увеличении процентного содержания хлористого натрия от 2 до 5 сопротивление сдвигу увеличивалось от 0,175 до 0,19 *кг/см*^{2}, или на 9% по отношению к сопротивлению сдвигу при минимальном засолении (2% NaCl).

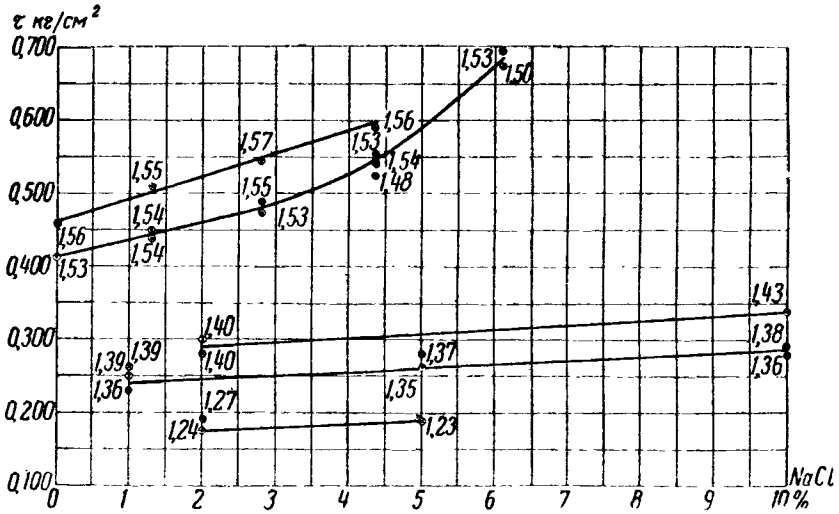


Рис. 1. Зависимость сопротивления сдвигу от содержания NaCl в искусственно засоленной кучинской глине

2. У образцов с объемным весом скелета от 1,35 до 1,39 *г/см*^{3} при увеличении процентного содержания хлористого натрия от 1 до 10 сопротивление сдвигу увеличивалось от 0,24 до 0,29 *кг/см*^{2}, или на 20% по сравнению с сопротивлением сдвигу образцов, содержащих 1% хлористого натрия.

3. У образцов с объемным весом скелета от 1,40 до 1,43 *г/см*^{3} при увеличении процентного содержания хлористого натрия с 2 до 10 сопротивление сдвигу увеличивалось от 0,29 до 0,34 *кг/см*^{2}, или на 17% по сравнению с сопротивлением сдвигу при засолении в 2%.

4. У образцов с объемным весом скелета от 1,53 до 1,55 *г/см*^{3} при увеличении процентного содержания хлористого натрия от 0 до 6,1 сопротивление сдвигу увеличивалось от 0,41 до 0,68 *кг/см*^{2}, или на 65% по сравнению с сопротивлением сдвигу незасоленной кучинской глины.

5. У образцов с объемным весом скелета от 1,55 до 1,57 *г/см*^{3} при изменении процентного содержания хлористого натрия от 0 до 4,36 сопротивление сдвигу увеличивалось от 0,46 до 0,59 *кг/см*^{2}, или на 29% по сравнению с сопротивлением сдвигу незасоленной кучинской глины.

На рис. 2 представлены графики зависимости сопротивления сдвигу от процентного содержания хлористого натрия в образ-

цах искусственно засоленной кудиновской глины. Образцы с объемным весом скелета от 1,38 до 1,39 *г/см*³ получены засолением по первому методу, а образцы с объемным весом скелета 1,51—1,57 *г/см*³ получены засолением по второму методу. Количественное изменение сопротивления сдвигу для образцов кудиновской глины, искусственно засоленных хлористым натрием, получалось следующее.

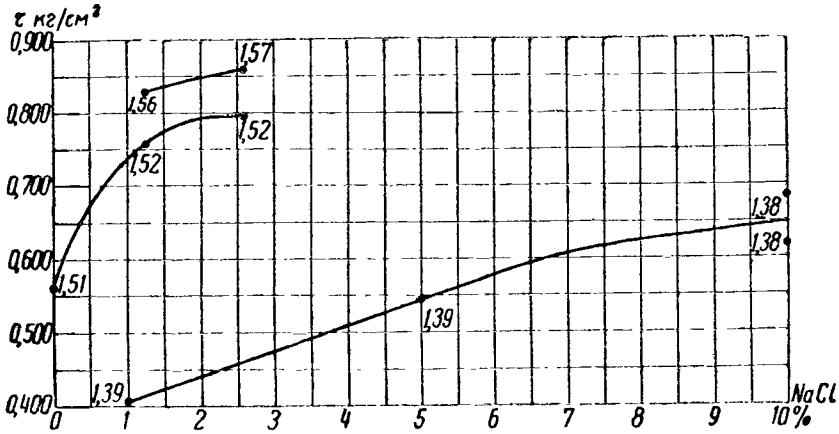


Рис. 2. Зависимость сопротивления сдвигу от содержания NaCl в искусственно засоленной кудиновской глине

1. Образцы с объемным весом скелета от 1,38 до 1,39 *г/см*³ при увеличении процентного содержания хлористого натрия от 1 до 10 показали увеличение сопротивления сдвигу от 0,410 до 0,650 *кг/см*², что составляло 58% по сравнению с сопротивлением сдвигу образцов, содержавших 1% хлористого натрия.

2. Образцы с объемным весом скелета от 1,51 до 1,52 *г/см*³ при изменении процентного содержания хлористого натрия от 0 до 2,58 показали увеличение сопротивления сдвигу от 0,570 до 0,800 *кг/см*², или на 40% по сравнению с сопротивлением сдвигу образцов незасоленной кудиновской глины.

3. Образцы с объемным весом скелета от 1,56 до 1,57 *г/см*³ при изменении процентного содержания хлористого натрия от 1,24 до 2,58 показывали увеличение сопротивления сдвигу от 0,830 до 0,860 *кг/см*², что составляло 3% по отношению к образцам с минимальным засолением.

Рассмотрим влияние процентного содержания сернокислого натрия на сопротивление сдвигу искусственно засоленных образцов. Зависимость сопротивления сдвигу от процентного содержания сернокислого натрия образцов искусственно засоленной кучинской глины иллюстрирует рис. 3. Нижняя кривая на рис. 3 получена для образцов, приготовленных по первому методу засоления, а верхние две кривые — для образцов, приготовленных по второму методу засоления. Сопротивление сдвигу при этом изменялось следующим образом.

1. Образцы с объемным весом скелета от 1,41 до 1,46 *г/см*³ при увеличении процентного содержания сернокислого натрия от 0 до 10 увеличивали сопротивление сдвигу от 0,210 до 0,410 *кг/см*², что составляло 95% по сравнению с сопротивлением сдвигу незасоленной кучинской глины.

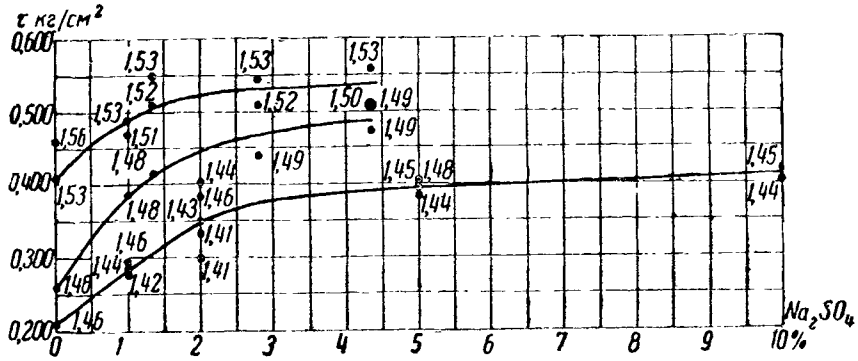


Рис. 3. Зависимость сопротивления сдвигу от содержания Na_2SO_4 в искусственно засоленной кучинской глине

2. Образцы с объемным весом скелета от 1,48 до 1,50 *г/см*³ при увеличении процентного содержания в них сернокислого натрия от 0 до 4,36 давали увеличение сопротивления сдвигу от 0,260 до 0,490 *кг/см*², или на 88% по отношению к сопротивлению сдвигу образцов незасоленной кучинской глины.

3. Образцы с объемным весом скелета 1,51—1,53 *г/см*³ при увеличении процентного содержания сернокислого натрия от 0 до 4,36 увеличивали сопротивление сдвигу от 0,410 до 0,560 *кг/см*², или на 37% по сравнению с сопротивлением сдвигу образцов незасоленной кучинской глины.

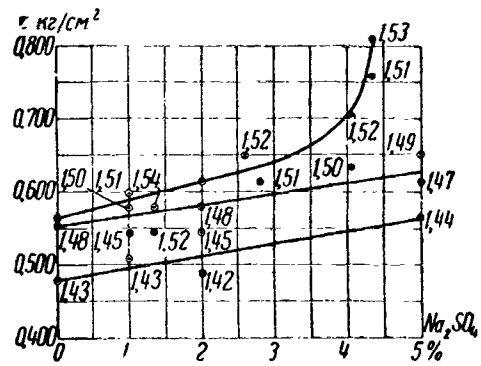


Рис. 4. Зависимость сопротивления сдвигу от содержания Na_2SO_4 в искусственно засоленной кудиновской глине

На рис. 4 представлены графики зависимости сопротивления сдвигу от процентного содержания сернокислого натрия в образцах искусственно засоленной кудиновской глины. Образцы с объемным весом скелета от 1,42 до 1,51 *г/см*³ получены засолением по первому методу, а образцы с объемным весом скелета от 1,51 до 1,53 *г/см*³ — засолением по второму методу.

Сопротивление сдвигу с изменением процентного содержания соли изменялось следующим образом.

1. Образцы с объемным весом скелета от 1,42 до 1,44 *г/см*³ при изменении процентного содержания сернокислого натрия от

0 до 5 давали увеличение сопротивления сдвигу от 0,470 до 0,560 *кг/см*^{2}, т. е. на 19% по сравнению с незасоленными образцами кудиновской глины.

2. Образцы с объемным весом скелета от 1,47 до 1,50 *г/см*^{3} при возрастании процентного содержания сернокислого натрия от 0 до 5 увеличивали сопротивление сдвигу от 0,550 до 0,625 *кг/см*^{2}, или на 13% по сравнению с образцами незасоленной кудиновской глины.

3. Образцы с объемным весом скелета от 1,51 до 1,53 *г/см*^{3} при изменении процентного содержания сернокислого натрия от 0 до 4,36 давали увеличение сопротивления сдвигу от 0,575 до 0,800 *кг/см*^{2}, или на 39% по сравнению с образцами незасоленной кудиновской глины.

Все указанные выше величины возрастания сопротивления сдвигу засоленных образцов при увеличении процентного содержания в них соли приведены ниже, в табл. 2.

Таблица 2

Увеличение сопротивления сдвигу при возрастании процентного содержания соли

Состав смеси	Изменение процентного содержания соли	Изменение сопротивления сдвигу τ в *кг/см*^{2}	Объемный вес скелета без соли в *г/см*^{3}	Увеличение сопротивления сдвигу в % по отношению к τ_1 (при минимальном содержании соли)	Среднее увеличение сопротивления сдвигу в %
Кучинская глина +NaCl	2—5	0,175—0,190	1,23—1,27	9	28
	1—10	0,240—0,290	1,35—1,39	20	
	2—10	0,290—0,340	1,40—1,43	17	
	0—6,10	0,410—0,680	1,53—1,55	65	
	0—4,36	0,460—0,590	1,55—1,57	29	
Кудиновская глина +NaCl	1—10	0,410—0,650	1,38—1,39	58	30
	0—2,58	0,570—0,800	1,51—1,52	40	
	1,24—2,58	0,830—0,860	1,56—1,57	3	
Кучинская глина +Na_2SO_4	0—10	0,210—0,410	1,41—1,46	95	73
	0—4,36	0,260—0,490	1,48—1,50	88	
	0—4,36	0,410—0,560	1,51—1,53	37	
Кудиновская глина +Na_2SO_4	0—5	0,470—0,560	1,42—1,44	19	27
	0—5	0,550—0,625	1,47—1,50	13	
	0—4,36	0,575—0,800	1,51—1,53	39	

В результате проведенной работы можно сделать вывод, что с возрастанием процентного содержания вышеуказанных солей в образцах кучинской и кудиновской глин их сопротивление сдвигу увеличивалось.

Из табл. 2 следует, что сопротивление сдвигу образцов кучинской глины, засоленных хлористым натрием, увеличивалось в среднем на 28% при возрастании содержания NaCl от 0 до 10%. Для образцов кудиновской глины при возрастании в них содержания NaCl от 0 до 10% сопротивление сдвигу в среднем увеличилось на 30%.

У образцов кучинской глины, засоленных Na_2SO_4, сопротивление сдвигу в среднем возрастало на 73% при увеличении содержания сернокислого натрия от 0 до 10%.

Сопротивление сдвигу образцов кудиновской глины, засоленных Na_2SO_4, возрастало в среднем на 27% при увеличении содержания солей от 0 до 5%. Увеличение сопротивления сдвигу с возрастанием процентного содержания соли в образце проявилось независимо от метода приготовления засоленных образцов.

Во всех наших опытах в обменном комплексе глины находились ионы натрия, избыточная же часть натриевой соли оставалась в воде.

С увеличением процентного содержания хлористого или сернокислого натрия в засоленном образце возрастала концентрация соли в поровом растворе. Повышение концентрации раствора уменьшало степень оводнения глинистых частиц и могло влиять наряду с другими факторами на увеличение сопротивления сдвигу испытываемого грунта.

П. Ф. МЕЛЬНИКОВ,
канд. геол. наук доц.
В. В. ПОЧУЕВА,
ст. лаборант

МЕТОДИКА РАЗДЕЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПСА И ЛЕГКОРАСТВОРИМЫХ СУЛЬФАТОВ В ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТАХ

Применение засоленных грунтов в строительстве, как известно, регламентируется существующими нормами и положениями, в которых наряду с количественным составом солей учитывается и их качественный состав. Необходимость знания качественного состава вызывается тем обстоятельством, что соли различного химического состава оказывают разное, часто диаметрально противоположное влияние на свойства грунтов.

Исследованиями Н. А. Максимовича, В. М. Безрук, Е. Д. Рождественского, Л. Н. Ломизе, А. И. Грот, М. Ф. Иерусалимской, П. Ф. Мельникова и др. было установлено, что введенные в грунт соли разного состава оказывают на его свойства различное действие. В данном случае нас интересует влияние на грунт сернокислых солей. В отношении этих солей также известно, что действие на грунт Na_2SO_4 и $MgSO_4$ во многом отлично от действия $CaSO_4$.

Рассмотрим несколько примеров.

1. Сернокислый натрий оказывает на грунт разуплотняющее действие и тем самым снижает его механическую прочность. Сернокислый же кальций на грунт такого действия не оказывает. Это происходит потому, что Na_2SO_4 при нагревании сравнительно легко теряет свою кристаллизационную воду и вследствие этого уменьшает свой объем ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O \rightarrow Na_2SO_4$). При благоприятных условиях Na_2SO_4 снова присоединяет к себе кристаллизационную воду и вновь увеличивает свой объем. Существующие в природных условиях колебания температуры и влажности грунта вызывают периодическое изменение состава указанной соли, а в связи с этим и ее объема, что приводит к ослаблению связности между грунтовыми частицами и их разрыхлению. Сернокислый кальций теряет свою кристаллизационную воду ($CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow CaSO_4$) при значительно более высокой температуре (первые 1,5 молекулы воды он теряет при 128°, а остальную воду — при 163°), поэтому его переход из $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ в

$CaSO_4$ в обычных условиях затруднен и разуплотняющего действия на грунт он не оказывает.

2. Различное действие тех же солей проявляется не только по отношению к естественным грунтам, но также и к грунтам цементированным. Так, по данным В. М. Безрук, добавка к покровной глине при ее цементации 0,5% Na_2SO_4 приводит к резкому снижению ее прочности. Подобное же действие на цементированный грунт оказывает и $MgSO_4$. Поэтому общее содержание этих солей в цементируемых грунтах не должно превышать 1%. Присутствие в покровной глине $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ до 2%, по данным В. М. Безрук, не только не оказывает отрицательного влияния на прочность ее при цементации, но даже, наоборот, приводит к увеличению ее прочности.

3. Присутствие в почве Na_2SO_4 или $MgSO_4$ даже в незначительном количестве оказывает пагубное действие на произрастание сельскохозяйственных растений. $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (в виде гипса), как известно, применяется при гипсовании солонцов без какого-либо вреда для растений.

Несмотря на резкое различие в свойствах Na_2SO_4 и $MgSO_4$, с одной стороны, и $CaSO_4$, с другой стороны, мы не имеем вполне удовлетворительной методики для раздельного их определения. В ряде существующих руководств рекомендуется легкорастворимые сульфаты определять из водной вытяжки, а гипс подсчитывать по разности сульфатов, определенных в солянокислой и водной вытяжках. Этот метод будет явно неточен, так как в водную вытяжку вместе с легкорастворимыми сульфатами переходит и гипс, количество которого в растворе будет зависеть от его содержания и дисперсности, а также и от метода подготовки водной вытяжки. В пределе, в водную вытяжку может перейти гипса до 0,2% по отношению к растворителю, или до 2% — по отношению к грунту (если соотношение грунта к воде будет взято как 1 : 10). Исходя из этого, мы предприняли лабораторные исследования, направленные на подыскание более удовлетворительного метода определения в засоленных грунтах легкорастворимых сульфатов и гипса. Предлагаемый нами метод обеспечивает определение легкорастворимых сульфатов и гипса с точностью до 0,1% (по отношению к грунту) и прост в исполнении. Сущность этого метода заключается в следующем.

Для определения легкорастворимых сульфатов следует брать насыщенный раствор $CaSO_4$ (или $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), в котором эти соли легко растворяются, а гипс в нем совершенно нерастворим. Дальнейшие операции выполняются так же, как в водной вытяжке. Нами было установлено, что пятиминутное взбалтывание грунта с указанным растворителем вполне обеспечивает переход легкорастворимых сульфатов в растворе. Определение SO_4^{2-} далее проводится путем осаждения его $BaCl_2$.

При разработке данного метода мы, однако, должны были учесть, что в присутствии других солей гипс несколько изменяет

свою растворимость. Одни соли, как, например, NaCl, KCl, $MgCl_2$ повышают растворимость гипса, другие же соли—$CaCl_2$, K_2SO_4, $MgSO_4$, — как имеющие с гипсом общий ион, наоборот, препятствуют переходу его в растворе. В действительности, повидимому, мы навряд ли встретим такие грунты, которые были бы засолены какой-либо одной солью или группой солей, оказывающих влияние на растворимость гипса лишь в каком-либо одном направлении. Имеющиеся в нашем распоряжении многочисленные данные о характере засоления грунтов показывают, что в них всегда присутствуют в том или ином количестве и хлориды, и сульфаты, а также щелочные и щелочно-земельные металлы. Поэтому присутствие в грунте указанных выше солей, в конечном итоге, очень мало изменит растворимость гипса по сравнению с растворимостью его в воде.

В дальнейшем данный метод был проверен в присутствии в растворе наиболее часто встречающихся в грунте растворимых сульфатов и хлоридов. В этих целях был приготовлен раствор с участием NaCl, $MgCl_2$, Na_2SO_4 и $MgSO_4$ в количестве, необходимом для получения концентрации каждой из них в растворе, равной 1,5%. Растворителем для этих солей служил насыщенный раствор $CaSO_4$. К приготовленному раствору затем добавлялся тонкораздробленный порошок гипса также в количестве 1,5%. После взбалтывания в течение 20 мин. нерастворившийся гипс отфильтровывался, просушивался и взвешивался. Одновременно с этим было определено в фильтрате содержание SO_4^{2-}. В результате оказалось, что при данных условиях мы можем определить количество легкорастворимых сульфатов в присутствии гипса с точностью около 0,1—0,2% по отношению к навеске грунта.

Далее проверка этого метода была проведена с теми же солями, но добавленными к грунтам. Для этой цели был взят ряд грунтов разного возраста и генезиса, а именно: покровный суглинок, глина мелового возраста, глина третичного возраста и два образца лессовидного суглинка. Покровный суглинок был взят из Московской области, а остальные грунты из Туркменской ССР. Грунты из Туркменской ССР были предварительно рассолены — из них были удалены хлориды и сульфаты, покровный же суглинок оставался в естественном состоянии, так как он практически не содержал в себе легкорастворимых солей. Навеска каждого из перечисленных грунтов помещалась в колбу, куда затем добавлялись те же соли, что и в предыдущем случае, в том числе и гипс. Затем в колбу приливался насыщенный раствор $CaSO_4$ из расчета, чтобы соотношение этого раствора к грунту было равно 1 : 10. Содержимое колбы в течение 20 мин. взбалтывалось на шюттель-аппарате и отфильтровывалось. В фильтрате (совершенно прозрачном) определялось содержание SO_4^{2-} путем осаждения его раствором $BaCl_2$. Осадок $BASO_4$ высушивался, прокаливался и взвешивался. Результаты опытов (среднее из двух параллельных) приведены в прилагаемой таблице.

Результаты проверки метода определения SO_4^{2-} легкорастворимых солей в присутствии гипса

Наименование грунтов	Наименование солей, внесенных в грунт, и их количество (в % к навеске грунта)					Суммарное содержание SO_4 в водной вытяжке (по расчету) в г	Количество SO_4 в растворе, найденное аналитически, в г	Относительная ошибка в % к определяемому веществу	Ошибка определения SO_4 по отношению к грунту в %
	NaCl	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$				
Покровный суглинок	10	10	10	10	10	1,257	1,262	0,4	0,03
Глина мелового возраста	10	10	10	10	10	1,257	1,265	0,6	0,05
Глина третичного возраста	10	10	10	10	10	1,257	1,283	2,1	0,17
Лессовидный средний суглинок	10	10	10	10	10	1,258	1,288	2,5	0,21
Лессовидный легкий суглинок	10	10	10	10	10	1,257	1,280	1,8	0,15

Из этой таблицы следует, что относительная ошибка определения иона SO_4^{2-} легкорастворимых сульфатов по отношению к общему его содержанию не превышает 2,5%, а ошибка определения того же иона, но по отношению к грунту, лежит в пределах 0,1—0,2%. При меньшем содержании солей в грунте точность определения SO_4^{2-} будет еще выше. Таким образом, для определения содержания в грунте гипса необходимо выполнить две операции: 1) определить общее количество сульфатов в солянокислой вытяжке и 2) определить количество воднорастворимых сульфатов в растворе, насыщенном сернокислым кальцием; при этом необходимо сделать поправку на содержание SO_4^{2-} в растворе, предварительно насыщенном $CaSO_4$. Разность между первым и вторым определением SO_4^{2-} покажет нам количество SO_4^{2-}, принадлежащее гипсу. Помножив найденное таким путем количество SO_4^{2-} на коэффициенты 1,42 или 1,75, получим содержание соответственно $CaSO_4$ или $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безрук В. М. и Мотылев Ю. Д., «Строительство автомобильных дорог на засоленных грунтах», Сборник трудов СоюздорНИИ, «Строительство дорог на засоленных грунтах и подвижных песках», Автотрансиздат, 1953.

2. Грот А. И., К вопросу о влиянии солей на дорожные свойства лессовидиых грунтов, там же.

3. Иерусалимский М. Ф., Исследование водного и солевого режима земляного полотна в северной части V климатической зоны, там же.

4. Максимович Н. А., Изменение физико-механических свойств грунтов под влиянием хлоридов, «Почвоведение» № 8, 1940.

С. С. МОРОЗОВ,
д-р геол.-минерал. наук

ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗАСОЛЕНИЯ ИХ НАТРИЕВЫМИ СОЛЯМИ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Гранулометрический состав и физические свойства осадочных дисперсных пород заметно изменяются под воздействием растворов натриевых солей. Последние в природных условиях чаще всего бывают представлены $NaCl$, Na_2SO_4 и Na_2CO_3. Эффективность воздействия растворов натриевых солей на осадочные породы неодинакова при их засолении и рассолении. При засолении осадочных пород натриевыми солями в концентрации выше порога коагуляции дисперсных частиц имеют место процессы коагуляции последних, а если они уже скоагулированы, то происходит сохранение устойчивости микроагрегативности. Одновременно с этим электрические заряды частиц изменяются в сторону понижения их величины. Засоленные натриевыми солями суглино-глинистые породы обычно приобретают более повышенную проницаемость для растворов (если поры не заполнены выкристаллизовавшейся солью), а также большее сопротивление сдвигу и меньшую осадку под нагрузками.

Такие компоненты пород, как $CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др., входящие в состав дисперсных пород, под действием натриевых растворов растворяются и выщелачиваются из них. Величины растворения и выщелачивания таких соединений будут зависеть от концентрации растворов, скорости и путей движения растворов в породе и особенностей анионной части натриевых солей.

Растворимость, например, карбонатов будет значительно выше в растворах $NaCl$ и Na_2SO_4, чем в растворах Na_2CO_3 одинаковой нормальности; растворимость $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ будет несравнимо выше в растворах $NaCl$, чем в растворах Na_2SO_4. Растворы щавелевокислого натрия, наоборот, не растворяют гипс и карбонаты и рекомендуются для создания трудно растворимых пленок на поверхности залежей гипса для предохранения их от растворения. При засолении дисперсных пород натриевыми солями происходит замещение в поглощающем комплексе обменных катионов на ион натрия. Полнота замещения обменных катио-

нов (Al^{3+} ,Fe^{3+},Fe^{2+},Ca^{2+},Mg^{2+},K^{+}) на ион натрия будет зависеть от концентрации в растворе иона натрия и условий удаления из породы вытесненных катионов. Более полное удаление двух- и трехвалентных катионов из поглощающего комплекса дисперсных грунтов происходит при воздействии таких натриевых солей (Na_2CO_3, NaF, Na_2SiO_3, Na_3PO_4 и др.), анионы которых с вытесненными двух- и трехвалентными катионами образуют трудно растворимые соединения. При длительном воздействии на дисперсные породы чистых растворов натриевых солей (в особенности NaCl), с удалением из них вытесненных обменных катионов, возможно полное или почти полное насыщение поглощающего комплекса породы ионом натрия, если в указанных породах не содержится карбонатов или гипса. Последние, растворяясь в протекающем через породу растворе, будут поставщиками ионов кальция и магния для поглощающего комплекса.

В случае засоления дисперсных пород натриевыми солями и последующего их удаления до концентрации ниже порога коагуляции дисперсных частиц происходят значительные изменения в свойствах этих пород; в них наблюдается повышение заряда частиц, образование щелочных водных суспензий (даже в породах, бывших до воздействия натриевыми солями кислыми за счет обменных H^+ или Al^{3+}). Одновременно в таких породах при взаимодействии с пресной водой наблюдается проявление повышенной набухаемости, распад микроагрегатов на составляющие их элементарные частицы и в связи с этим проявление свойств как бы значительно более глинистой породы.

Приоритет установления резкого изменения дисперсности и некоторых физических свойств в зависимости от состава обменных катионов принадлежит акад. К. К. Гедройцу (1921—1923 гг.). Он установил, в частности, что при вхождении в состав обменных катионов почвы иона натрия увеличивается дисперсность почвы, ее набухаемость и полная влагоемкость и, наоборот, происходит заметное уменьшение величины проявления этих свойств почвой при замене обменных щелочных катионов ионами водорода и кальция. В связи с работами К. К. Гедройца появился ряд иностранных и советских работ, посвященных изучению физических свойств почв и грунтов в зависимости от состава обменных катионов. Среди этих работ особого внимания заслуживают работы А. Н. Соколовского (1930—1940 гг.), П. Шаврыгина (1936 г.) и И. В. Попова (1937 г.). К сожалению, в имеющейся литературе освещена очень ограниченная группа осадочных пород в отношении изменения гранулометрического состава и физических свойств в зависимости от состава обменных катионов, хотя в настоящее время в строительстве гидротехнических сооружений (ирригационных каналов, земляных плотин) используют свойства суглинистых и глинистых пород сильно набухать и уменьшать фильтрацию при замене в них ионом натрия других обменных катионов.

В результате создания крупных гидротехнических сооружений во многих случаях появляются условия, когда на одних участках происходит освобождение дисперсных грунтов от натриевых солей, а на других, наоборот, засоление грунтов натриевыми солями. Отсюда следует, насколько важно познать изменения, происходящие в гранулометрическом составе и физических свойствах разнообразных осадочных пород под воздействием натриевых солей.

Нами исследовано изменение гранулометрического состава и ряда физических свойств свыше чем у ста типичных образцов осадочных пород и почв.

Мы не располагаем возможностью в настоящей статье рассмотреть детали изменения гранулометрического состава и физических свойств в результате засоления натриевыми солями и последующего выщелачивания каждого исследованного образца пород и поэтому рассматриваем это только для отдельных исследованных нами групп пород в целом.

1. Исследованные моренные суглинки и глины Московской, Калининской, Новгородской и Великолукской областей, Карело-Финской АССР и Белорусской ССР неоднородны по гранулометрическому составу (от легких суглинков до тяжелых глин). Поглощающий комплекс их насыщен катионами Ca^{2+} и Mg^{2+} Емкость поглощения колеблется от 10 до 20 *мг-экв* % для суглинков и достигает 64 *мг-экв* % для очень тяжелой глины. Среди них встречаются разности как карбонатсодержащие, так и бескарбонатные. В результате засоления натриевыми солями и последующего выщелачивания моренные суглинки и глины становятся более дисперсными, так как в них возросло содержание частиц: $< 0{,}01$ *мм* — от 0,0 до 14,87%, а частиц $< 0{,}001$ *мм* — от 4,48 до 36,55%. Одновременно в них увеличилось число пластичности от 6 до 13, линейная усадка — от 0,4 до 2,9% и набухаемость — от 115,8 до 679,7%, величины гигроскопичности в большинстве случаев несколько снизились, а максимальной молекулярной влагоемкости возросли, особенно у тяжелой глины (на 29,04%); коэффициент же фильтрации моренных суглинков снизился в число раз от 100 до 200 и более.

2. Исследованные лессы и лессовидные суглинки и глины Средне-Русской возвышенности и прилегающих к ней пространств обладают емкостью поглощения примерно от 10 до 30 *мг-экв* % (за исключением лесса из Дмитриевского района Курской области с емкостью в 5,3 *мг-экв*% вследствие того, что глинистая фракция представлена у него каолинитом). Обменные катионы представлены Ca^{2+} и Mg^{2+}. Лессы рассматриваемой территории карбонатсодержащие (среди лессовидных суглинков встречаются бескарбонатные разности, причем содержание карбонатов в них варьирует от 8 до 15%, легко растворимых соединений содержится очень немного). Для всех лессовидных суглинков характерно агрегирование тонких частиц. Количество в них частиц $< 0{,}001$ *мм* до обработки натриевыми солями колеб-

лется в пределах от 0,58 до 13,97%, а после обработки этими солями и выщелачивания повышается до 9,2—45,09%.

Насыщение поглощающего комплекса ионом натрия рассматриваемых пород очень немного изменило их гигроскопичность, на 1—9% повысило максимальную молекулярную влагоемкость, увеличило число пластичности на 3—10 единиц, при этом резко повысилась набухаемость по М. М. Филатову (от нескольких десятков до нескольких сотен процентов); линейная усадка увеличилась на 0,5—1,5%, коэффициент фильтрации снизился в 100—200 и более раз, а в ряде случаев достиг нулевого значения.

3. Исследованные лессы и лессовидные суглинки бассейна Днепра в пределах Могилевской, Сумской, Брянской, Черниговской и Киевской областей характеризуются очень высоким содержанием частиц крупной пыли (0,05—0,01 *мм*). Они содержат карбонатов в количестве около 10—15%. Емкость поглощения их колеблется от 9 до 22 *мг-экв*%. Обменные катионы представлены в основном Ca^{2+} и Mg^{2+} Величины гигроскопичности, пластичности, линейной усадки и набухаемости невысокие. Мелкие частицы в них агрегированы. До обработки натриевыми солями выход частиц $< 0{,}001$ *мм* при микроагрегатном анализе составляет от 1,67 до 6,47%. После обработки натриевыми солями и выщелачивания дисперсность их заметно повышается; в частности, содержание частиц $< 0{,}001$ *мм* начинает составлять 5,15—17,22%.

Вхождение в поглощающий комплекс иона натрия заметно повышает в лессах и лессовидных суглинках пластичность и набухаемость; линейная усадка повышается только у части образцов; водопроницаемость же снижается примерно в 150—200 раз.

4. Исследованные лессы и лессовидные суглинки бассейна Верхней Волги в пределах Калининской области характеризуются высоким содержанием частиц крупной пыли. Мелкие частицы в них агрегированы. Лессы содержат карбонатов около 10%. Часть лессовидных суглинков бескарбонатна. Емкость поглощения пород составляет около 10—12 *мг-экв*%; среди обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+}. Введение в поглощающий комплекс иона натрия заметно повышает содержание частиц $< 0{,}001$ *мм* (с 1—7 до 8—25%), увеличивает максимальную молекулярную влагоемкость (на 1—11%), число пластичности — на 4—5 единиц, набухаемость — на десятки и сотни процентов и линейную усадку — на 0,1—3,7%; но наряду с этим водопроницаемость снижается в 10—200 и более раз.

5. Исследованные лессовидные суглинки бассейна Южного Буга характеризуются тяжелым гранулометрическим составом, большими величинами пластичности и линейной усадки. Они содержат карбонатов до 18%; обладают емкостью поглощения от 13 до 27 *мг-экв*%. Среди обменных катионов преобладают ионы Ca^{2+} и Mg^{2+}. В коллоидной фракции преобладают слабо окристаллизованный монтмориллонит, гетит и α-кварц; содер-

жится немного каолинита. Мелкие частицы в суглинках сильно агрегированы. До обработки их натриевыми солями в них содержится частиц $< 0{,}001$ *мм* всего только 1,7—5,16%.

Введение иона натрия в поглощающий комплекс резко изменяет физические свойства лессовидных суглинков: выход частиц $< 0{,}001$ *мм* при микроагрегатном анализе повышается до 29,34—32,24%; возрастают число пластичности на 5—14 единиц, набухаемость — на несколько десятков и даже сотен процентов и максимальная молекулярная влагоемкость — на 4—6%, водопроницаемость же снижается в 150—200 раз, а гигроскопичность — на сотые и десятые доли процентов.

6. Исследованные лессовидные суглинки бассейна Днестра относятся к тяжелым разностям. В них содержится около 15—16% карбонатов. Воднорастворимых веществ содержится 0,2—0,55%. Емкость поглощения составляет 18—25 *мг-экв*%, обменные катионы представлены Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^{+}; обменного натрия содержится около 2—6 *мг-экв*%. Мелкие частицы в суглинках сильно агрегированы; величины пластичности и линейной усадки их достигают значительных величин, близких для лессовидных суглинков бассейна Южного Буга.

Замещение в поглощающем комплексе лессовидных суглинков бассейна Днестра обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} на ион натрия производит значительный эффект на повышение дисперсности, пластичности, набухаемости, линейной усадки и максимальной молекулярной влагоемкости, но одновременно происходит резкое снижение водопроницаемости.

7. Исследованные лессовидные суглинки бассейна Нижнего Дона характеризуются сильной агрегированностью мелких частиц (частиц $< 0{,}001$ *мм* — 0,75—1,84%). В них содержится карбонатов от 9 до 18%, гипса от долей процента до 1%; содержание воднорастворимых веществ колеблется от 0,5 до 0,8%. Емкость поглощения достигает 15—19 *мг-экв*%; среди обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+}, но на долю иона Na приходится от 22 до 38% от емкости поглощения. После обработки лессовидных суглинков натриевыми солями и последующего выщелачивания их наблюдается увеличение выхода частиц $< 0{,}001$ *мм* (с 0,75—1,84% до 21,15—28,35%); одновременно значительно повышаются для суглинков величины числа пластичности (на 4—7 единиц), набухаемости и линейной усадки; водопроницаемость снижается в 10 и даже до 200 раз.

8. Исследованные лессовидные суглинки бассейна Оби (Иртыша и Томи) и Енисея неоднородны по гранулометрическому составу. Они содержат карбонатов 10—12%. Поглощающий комплекс их насыщен ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} (вместе — 18—22 *мг-экв*%). Замещение Ca^{2+} и Mg^{2+} в поглощающем комплексе ионами натрия обработкой раствором хлористого натрия с последующим выщелачиванием его вызывает наиболее интенсивную диспергацию более глинистых суглинков (Томский район),

резкое повышение их пластичности, набухаемости и линейной усадки и понижение водопроницаемости почти в 400 раз.

9. Исследованные тяжелые лессовидные суглинки Крыма, Предкавказья, западного и восточного предгорий Урала содержит карбонатов от 4 до 25%. Поглощающий комплекс обладает большой емкостью поглощения (от 20 до 80 *мг-экв*%). Особенно большой емкостью поглощения обладают лессовидные суглинки предгорий Урала (содержат хлорид). В лессовидных суглинках рассматриваемой территории содержится главным образом обменный Ca^{2+} и Mg^{2+}, но в лессовидных суглинках Крыма имеется и обменный Na^{+} (3,4—4,1 *мг-экв*%). Лессовидные суглинки сильно агрегированы, но обладают большими величинами пластичности (число пластичности в 9 случаях колебалось в пределах 18,7—38,8 и в одном случае было равно 14,9), набухаемостью и усадкой. Замещение в поглощающем комплексе лессовидных суглинков обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} на ион Na вызывает резкое повышение в них содержания частиц $< 0{,}01$ и $< 0{,}001$ *мм* (последних — на 13—47%) и одновременно — увеличение пластичности, набухаемости, линейной усадки и снижение водопроницаемости.

10. Исследованные лессы и лессовидные суглинки Копет-Дага, Памира и Тянь-Шаня относятся к средне- и тяжелосуглинистым разностям. Они содержат много карбонатов (от 10 до 25%). Емкость поглощения их колеблется от 8 до 15 *мг-экв*%. В поглощающем комплексе преобладают ионы Ca^{2+} и Mg^{2+}, но всегда содержится также ион натрия. Легко растворимых солей содержится немного. Мелкие частицы лессов и лессовидных суглинков сильно агрегированы (частиц $< 0{,}001$ *мм* содержится 0,4—7,0%). После воздействия на них растворами натриевых солей и последующего выщелачивания выход частиц $< 0{,}001$ *мм* значительно повышается (в отдельных случаях до 20%); одновременно наблюдается заметное повышение пластичности, набухаемости и линейной усадки и резкое снижение водопроницаемости.

11. Исследованные покровные суглинки и глины Московской, Горьковской, Саратовской, Тамбовской, Владимирской, Калужской, Сталинградской и Актюбинской областей и Татарской АССР обладают емкостью поглощения от 19 до 33 *мг-экв*%. Среди обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+}. Мелкие частицы в них достаточно сильно агрегированы, особенно в карбонатных разностях (из Сталинградской и Актюбинской областей). Замещение в поглощающем комплексе суглинков и глин обменных ионов Ca″ и Mg″ ионом натрия вызывает такие же изменения, как и в лессовидных суглинках и глинах.

12. Исследованные ленточные глины Карело-Финской ССР, Новгородской и Ленинградской областей характеризуются очень высоким содержанием частиц $< 0{,}01$ *мм* (от 80 до 87%), но с очень различным содержанием частиц $< 0{,}001$ *мм* (от 10 до 47%). Емкость поглощения колеблется в них от 17 до 31 *мг-экв*%. Среди

обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+}. Замещение в поглощающем комплексе ленточных глин ионом натрия вызывает резкую диспергацию и повышение пластичности, набухаемости и линейной усадки с одновременным уменьшением водопроницаемости (почти в 200 раз).

13. Исследованные пустынные пески и супеси (Закаспийские Каракумы) — мелко- и тонкозернистые, полиминеральные. Они содержат карбонаты в количестве от 8 до 22%, различные количества гипса (от сотых долей процентов до 18,4%) и водорастворимых веществ (от долей процентов до 4,9%). Они обладают емкостью поглощения от 2,5 до 4 *мг-экв*%. Среди обменных катионов преобладает ион натрия; содержание обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} колеблется от 0 до 0,6 *мг-экв*%. В результате обработки песков натриевыми солями и последующего выщелачивания их происходит диспергация (с увеличением частиц $< 0{,}001$ *мм* на 1,5—3,5%), небольшое увеличение пластичности и набухаемости и заметное снижение водопроницаемости — для песков в 3—5 раз, а для супесей во много раз больше.

14. Исследованные морские глины (четвертичная — из Сталинградской области; третичные — из Дагестана, Крыма, Сталинградской и Саратовской областей; юрская — из Московской области; каменноугольные — из Калужской, Рязанской и Калининской областей; девонская — из Новгородской области; синяя кембрийская — из Ленинградской области) характеризуются высоким содержанием частиц $< 0{,}01$ *мм* (до 97%). Бо́льшая часть из них содержит карбонаты и легкорастворимые соли.

Емкость поглощения их колеблется в широких размерах в зависимости от минералогического состава (от 22 до 43 *мг-экв*%). В поглощающем комплексе их содержится обменный натрий и при этом в заметном количестве. Вследствие этого некоторые морские глины (например, девонская глина из Новгородской области и юрская глина из Московской области) при взаимодействии с дистиллированной водой показывают высокий выход частиц $< 0{,}001$ *мм* (соответственно 35,18 и 31,84%). У глин с невысоким содержанием обменного натрия наблюдается устойчивая микроагрегативность (хвалынская глина из Сталинградской области).

Замещение обменных Ca^{2+} и Mg^{+2}в поглощающем комплексе морских глин ионом натрия вызывает сильную диспергацию частиц $< 0{,}01$ *мм*, значительное повышение величин пластичности, набухаемости (на многие сотни процентов) и резкое снижение водопроницаемости.

15. Исследованные мергельные глины и мергели, размокаемые в воде (из Молотовской области), содержат очень много карбонатов (21,98—44,23%), засолены (водорастворимых веществ содержат 0,97—4,617%) и сильно агрегированы. В результате длительной обработки растворами хлористого натрия с последующим его удалением мергельные глины и мергели заметно диспергируют, увеличивают свою пластичность, набухаемость и ли-

нейную усадку и уменьшают водопроницаемость (примерно в 50—200 и более раз).

16. Исследованные почвы (подзолистая, серая лесная, чернозем, каштановая, глубокостолбчатый солонец, серозем, солончак) сходны по гранулометрическому составу, но очень неоднородны по содержанию гумуса, карбонатов, воднорастворимых веществ, составу глинистых минералов и составу обменных катионов в поглощающем комплексе. Замещение в почвах подзолистого, черноземного, полупустынного и пустынного типов обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} на ион Na вызывает резкое изменение в дисперсности и в связанных с нею физических свойствах.

Глубокостолбчатый солонец, в естественных условиях обогащенный ионом Na, проявляет значительную дисперсность, но она еще увеличивается при искусственном повышении в нем обменного натрия.

Содовый солончак (из Большой Майтуги Куйбышевской области) проявляет при действии на него дистиллированной воды дисперсность даже несколько бо́льшую, чем после обработки растворами натриевой соли (с последующим отмыванием). Насыщение ионом натрия поглощающего комплекса почв вызывает у последних значительное увеличение дисперсности, набухаемости, максимальной молекулярной влагоемкости, пластичности и линейной усадки по сравнению с этими же почвами, насыщенными ионом кальция и в особенности ионом водорода.

Некоторые осадочные породы были нами исследованы в отношении изменения их водоудерживающей способности, капиллярного поднятия воды и в компрессионных свойствах в результате обработки их натриевыми солями. Оказалось, что исследованные породы (при насыщении их поглощающего комплекса ионом натрия) значительно повышают свою водоудерживающую способность, резко снижают высоту капиллярного подъема воды и что при всех прилагаемых нагрузках (от 0,5 до 6 *кг/см*^{2}) они сохраняют влажность бо́льшую, чем при насыщении их ионами кальция и водорода.

Продолжительность эффективного действия обменного натрия, содержащегося в осадочных породах и почвах, на их дисперсность и физические свойства находится в зависимости от ряда факторов. В частности, очень большое значение имеет состав фильтрующихся растворов и скорость их фильтрации. При прочих равных условиях, породы с поглощающим комплексом, насыщенным ионом натрия, тем дольше будут сохранять его в достаточном количестве, чем меньше будет содержаться в фильтрующихся водных растворах ионов Ca^{2+} и Mg^{+2}.

Действие концентрированных растворов солей кальция и магния на породы, содержащие обменный натрий, может быстро привести к замещению иона натрия ионами кальция и магния. Породы глинистые, с высоким содержанием глинистых минералов монтмориллонитового ряда, бескарбонатные, с большой

емкостью поглощения (в случае насыщения их поглощающего комплекса ионом натрия) дольше сохраняют свои особенности, чем породы, содержащие карбонат и в особенности гипс.

Необходимо иметь в виду, что ион натрия в поглощающем комплексе дисперсных пород сохраняет свое активное действие на физические свойства пород при наличии его в количестве до 30% от емкости поглощения (по В. В. Охотину).

Процесс удаления обменного натрия из плотных слабо фильтрующих тяжелых морских глин протекает очень медленно, и у большинства из них всегда обнаруживается обменный натрий.

При искусственном осолонцевании пород необходимо добиваться более полного замещения обменных катионов ионом натрия. В этих целях эффективнее пользоваться NaF и Na_3PO_4, чем NaCl. Осолонцованные таким образом грунты при использовании в качестве экранов необходимо интенсивно уплотнять в целях уменьшения их водопроницаемости.

Итак, из рассмотренного нами материала следует:

1. Все физические свойства исследованных осадочных пород прежде всего зависят от их гранулометрического и химико-минералогического состава и генетического типа; кроме того, они находятся в исключительно большой зависимости от природы содержащихся в них обменных катионов.

2. Насыщение ионом натрия поглощающего комплекса пород (почв) вызывает у последних значительное увеличение дисперсности, набухаемости, максимальной молекулярной влагоемкости, пластичности, липкости, линейной усадки, водоудерживающей способности по сравнению с этими же породами (почвами), насыщенными ионом кальция и в особенности ионом водорода. Наиболее эффективно воздействие иона натрия на породы с большим содержанием глинистых фракций, с высокой обменной способностью и в естественных условиях насыщенных двухвалентными катионами.

3. Продолжительность эффективного действия обменного натрия, содержащегося в осадочных породах и почвах, на их дисперсность и физические свойства зависит от состава фильтрующихся вод, скорости и пути их фильтрации, химико-минералогического состава пород и почв (в частности, содержания в них карбонатов и гипса) и величины содержания в них частиц коллоидального раздробления.

4. Необходимы дальнейшие исследования влияния на физические и механические свойства осадочных пород натриевых и других солей при рассолении и засолении в целях возможности регулирования этих процессов в желательном направлении.

С. С. МОРОЗОВ,
д-р геол.-минерал. наук

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА, ФИЗИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ВОДНЫМИ РАСТВОРАМИ

В течение XIX и первой половины XX вв. минералогами, петрографами и почвоведами проведено большое количество экспериментальных работ по исследованию процессов выветривания горных пород и минералов. Заслуживают особого внимания производящиеся в последние 30 лет систематические работы по изучению направления и интенсивности процессов выветривания отдельных минералов и горных пород из первичных месторождений в типичных климатических областях земного шара (Бланк, П. А. Земятченский, Мильх, Б. Б. Полынов и др.).

Наиболее интенсивное выветривание (химическое и биологическое) горных пород и минералов происходит при нахождении их в тонко раздробленном состоянии вследствие наличия обширной поверхности соприкосновения их частиц с агентами выветривания. Происходящее изменение минералов на земной поверхности под влиянием всех факторов выветривания может быть сведено к действию циркулирующих вод того или другого состава. Процесс выветривания идет иначе в зависимости от того, имеет ли вода кислую или щелочную реакцию. Действие воды, содержащей углекислоту, на минералы значительно повышается по сравнению с чистой водой вследствие повышения в ней концентрации водородных ионов. Так, О. Таммом [8] было показано, что при действии воды, тщательно лишенной CO_2, на тонко измельченный шпат (бралось 100 *г* шпата и 50 *мл* воды), частицы шпата в 2—0,2 μ частично разлагались, придавая последней щелочную реакцию: pH до 10,7 (микроклин) и 11,1 (олигоклаз). Кроме того, полевой шпат присоединял воду, которая не выделялась ни при нагревании до 105—120°, ни над серной кислотой в вакууме. При соприкосновении измельченного шпата с подкисленной водой кислота нейтрализовалась. Между значениями pH 6 и 3 происходило энергичное разложение полевого шпата, которое в некоторых случаях доходило до 14% взятого количества. В этой области pH освобождались не только щелочные ионы, но и ионы Al, оставшиеся в растворе. Таммом отмечено, что чем мельче части-

цы шпата, тем реакция с H-ионами идет легче; частицы размером $> 2\ \mu$ реагируют слабо.

Большую роль в процессах выветривания минералов играет и растворенный в воде кислород как окислитель, действующий лишь при посредстве воды.

В природе наблюдаются случаи полного изменения минералов вплоть до превращения всего минерала в систему, почти лишенную основания, причем изменение состава минерала может произойти без нарушения его кристаллического строения, лишь только с изменением некоторых прежних кристаллических свойств (например, величины светопреломления, двойного лучепреломления и пр.).

На поверхности выветривающихся минералов, помимо образующихся оболочек из остаточных продуктов выветривания, обычно осаждаются и многие продукты реакции между освобожденными, вытесненными из минералов катионами и веществами, находящимися в растворе, а также и другие вещества, адсорбированные поверхностью выветривающихся минералов вместе с водой.

Достижения в области кристаллохимии, рентгенологии, физической и коллоидной химии позволили около 25 лет назад приступить к выяснению сущности происходящих в природе процессов выветривания минералов и горных пород. В работах этого направления большинство представлений о процессах выветривания отдельных минералов базируется пока еще на старых положениях.

Изменения в составе минералов под влиянием химических и биологических факторов выветривания сопровождаются, как и при механическом выветривании, дальнейшим раздроблением минералов вплоть до частиц коллоидальных размеров. Одновременно с этим процессом происходит синтез гидратов окисей кремния, алюминия и железа (при ближайшем участии органических веществ), образующихся из минералов и горных пород при их выветривании. Существенную роль в образовании синтетических соединений играют еще марганец, фосфорная кислота и все простые соли подземных вод (как коагуляторы и источники катионов).

Нами произведено исследование изменения химического состава и физических и физико-химических свойств магматических горных пород и минералов.

В качестве объекта исследования мы выбрали наиболее распространенные в земной коре группы минералов и горных пород: полевые шпаты (ортоклаз и микроклин), роговые обманки, слюды (флогопит), кислые горные породы (гранит) и щелочные горные породы (базальт).

Химический и минералогический состав выбранных нами образцов минералов и магматических пород представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Валовой химический состав минералов и горных пород (в процентах сухой навески)

Минералы и горные породы	Гигроскопическая вода	Составные части													
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	F	Сумма
Гранит (Финляндия)	0,34	65,26	0,31	15,8	1,73	4,74	0,18	1,5	3,56	2,97	3,68	0,49	0,07	Следы	100,29
Базальт (Камчатка)	0,22	52,28	1,03	18,61	2,12	5,65	0,45	2,81	9,6	3,82	2,71	0,18	0,49	—	99,75
Роговая обманка (Ильменские горы)	0,19	52,2	0,22	3,38	4,95	7,3	0,55	13,69	11,3	3,7	2,6	0,31	0,08	—	100,28
Ортоклаз красный (Шайтанка, Урал)	0,24	66,19	—	18,5	0,47	—	—	0,26	0,38	2,54	11,76	0,21	—	—	100,31
Микроклин серый (Карелия)	0,07	65,79	—	18,13	0,38	—	—	0,2	0,32	3,62	11,85	0,11	—	—	100,4
Флогопит (Слюдянка, Южный Байкал)	1,45	38,81	—	14,66	1,62	3,42	1,08	24,57	0,83	2,49	10,26	1,69	—	0,91	100,34

Образцы гранита, базальта, роговой обманки, микроклина и ортоклаза (весом от 500 до 1 000 *г* каждый) были превращены в тонкий порошок путем предварительного разбивания в специальной стальной ступке и последующего растирания в небольшой агатовой ступке (мельнице) цилиндрической формы, пестик которой приводился в движение электромотором и мог прижиматься к дну ступки с различной силой (добавочные нагрузки от 0,5 до 1,5 *кг*).

В целях предохранения материала от распыливания при растирании нами применялась особая металлическая коробка, покрывавшая плотным чехлом все агатовые части ступки и позволявшая улавливать вылетевшую из ступки тонкую пыль.

Для превращения в порошок флогопита он нами сначала расщеплялся на тонкие листочки руками, потом разрезался на более тонкие кусочки стальными ножницами, после этого раздирался на еще более тонкие листочки на стальной мельнице Меркера и уже окончательно превращался в тончайший порошок в агатовой ступке (мельнице).

В целях выяснения степени раздробления исследованных минералов и горных пород нами был произведен их механический анализ по способу Сабанина — Робинзона (с заменой кипячения 6-часовым встряхиванием на шютель-аппарате).

Данные анализа (табл. 3) показали, что в порошках: 1) отсутствовали частицы крупнее 0,1 *мм* в диаметре, 2) преобладали частицы от 0,05 до 0,005 *мм* (от 75,5% до 81,5%) и 3) содержалось очень незначительное количество частиц менее 0,001 *мм* в диаметре (от 1 до 6,86%).

Нами изучалось выщелачивание минералов и горных пород углекислой водой при условии ее движения и смены следующим образом: навески тонкоизмельченных минералов и горных пород помещались в большие плоскодонные колбы из иенского стекла емкостью 2—3 *л*, к ним приливалась дистиллированная вода в отношении 1 : 100 через колбы на протяжении 12 дней, по 2 часа ежедневно, пропускался ток углекислоты, причем содержимое колб в процессе пропускания углекислоты время от времени взбалтывалось от руки, чтобы не дать основной массе порошка осесть на дно. Промытый ток углекислоты пропускался во все колбы одновременно из баллона через особый стеклянный распределитель («паук»); скорость прохождения углекислоты через отдельные колбы регулировалась особыми кранами. Колбы закрывались каучуковыми пробками, имевшими два отверстия; через одно проходила стеклянная трубка, подводившая ток углекислоты, а другое было выходным; стеклянную трубочку, проходившую через него, можно было герметически закрывать.

Распределитель углекислоты соединялся с колбами при помощи каучуковых трубок, что позволяло взбалтывать отдельные колбы, не нарушая всей системы.

Таблица 2

Минералы и породы	Результаты микроскопического исследования
Гранит	Гранит состоит из плагиоклазов, кварца, биотита, титанита, магнетита и апатита. Плагиоклазы сильно изменены и по ним начали образовываться вторичные минералы: серицит и кальцит
Базальт	Базальт состоит из основного плагиоклаза, пироксена, апатита. По трещинам пироксена образовался магнетит. Частично по пироксену развился биотит, а по плагиоклазу—очень редкие чешуйки серицита
Роговая обманка	Роговая обманка представлена обычной роговой обманкой. В ней имеются одиночные включения зерен плагиоклаза. По перпендикулярным трещинкам в роговой обманке начался процесс образования буровато-зеленой слюды—биотита
Ортоклаз	В изоморфной смеси с калиевым ортоклазом присутствует натровый ортоклаз и плагиоклазы
Микроклин	В изоморфной смеси с калиевым микроклином находятся натровый микроклин и плагиоклазы и имеются включения гематита
Флогопит	Фтористо-магнезиальная слюда из группы биотита

По окончании пропускания тока углекислоты все колбы герметически закрывались. Давление углекислого газа в колбах превышало атмосферное давление на 30—70 *мм* рт. ст.; pH растворов в колбах колебался от 3,9 до 4,85.

Через 12 дней пропускание углекислоты через колбы прекращалось, и все колбы оставлялись на 4 дня в полном покое. После этого раствор над осевшим веществом осторожно с помощью сифонов сливался. Взамен его в колбы наливалась новая порция дистиллированной воды, предварительно насыщенной углекислотой в том же количестве. Затем опыт продолжался в таком же порядке. Всего было произведено 9 таких обработок, на что было затрачено 144 дня. Температура воздуха в комнате, где проводился опыт (с двойным контролем), колебалась в пределах 16—19°. Развития бактериальных процессов в углекислых растворах не наблюдалось во все время опыта.

Состояние раствора над осадками к 16-му дню каждой обработки было неодинаково на всем протяжении опыта; так, углекислый раствор:

над порошком флогопита до 6-го сливания был совершенно прозрачным и не содержал тонких взмученных частиц; после 6-го сливания в нем оставалось незначительное количество тонких частиц;

над порошком роговой обманки до 3-го сливания содержал взмученные тонкие частицы в небольшом количестве, а при последующих сливаниях был совершенно прозрачен;

над базальтом и гранитом все время был совершенно прозрачен;

над микроклином и ортоклазом содержал взмученные частицы.

Растворы, слитые из отдельных колб, если они были совершенно прозрачны, пропускались для контроля через неплотные фильтры, а если они содержали некоторое количество мути, — через плотные. Оставшиеся на фильтре тонкие частицы осторожно смывались обратно в соответствующие колбы.

Прозрачные фильтраты из базальта, роговой обманки и флогопита (в особенности полученные при первой их обработке) исключительно сильно начали опалесцировать при потере ими углекислоты и из них выпали значительные по размерам студенистые осадки (в растворе из флогопита осадок имел цвет гидрата алюминия, а из раствора базальта и роговой обманки — цвет гидрата железа, причем особенно интенсивно был окрашен осадок из раствора базальта).

При опытах по выщелачиванию минералов и горных пород углекислой водой нам удалось проследить: интенсивность взаимодействия между этими минералами и горными породами и углекислой водой в начальный и последующий промежутки времени (в частности, изменение pH растворов, общей щелочности растворов и суммарного количества веществ, переходящих в раствор), а также самый характер перехода в раствор отдельных составных частей минералов и горных пород в последовательные промежутки времени. Оказалось, что при взаимодействии магматических пород и минералов в мелкораздробленном состоянии с углекислой водой вода приобретает щелочную реакцию (щелочность обнаруживается при удалении CO_2); наибольшую щелочность вода приобретает при первой обработке минералов и горных пород (за исключением базальта); при последующих обработках наблюдается падение щелочности, к концу опыта (144 дня) она устанавливается немного выше нейтральной реакции. Так, флогопит наибольшую щелочную реакцию (pH = 10,8) придает воде при первой обработке, при второй его обработке водой pH резко падает (до pH = 7,55) и держится на том же уровне еще в течение двух обработок, а затем снова падает (до pH = 7,02), удерживаясь на этом уровне до окончания опыта. Аналогичную картину мы видим и в отношении других минералов и горных пород (табл. 4). Ход изменения общей щелочности воды, находящейся во взаимодействии с исследованными веществами, аналогичен ходу изменения в ней pH (табл. 5). Так, флогопит при пер-

вой обработке водой сообщает последней (по сравнению со всеми остальными исследованными веществами) колоссальную щелочность (4,381% в Na_2O на сухую навеску), при второй — меньшую, но все еще очень высокую (1,08%), при третьей и четвертой — значительно меньшую (0,249%); затем щелочность устанавливается на одном уровне (0,128%).

Таблица 3

Гранулометрический состав образцов исследованных минералов и горных пород (в процентах сухой навески)

Минералы и горные породы	Фракции частиц (диаметром в *мм*)					
	>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
Гранит	—	11	42,84	38,66	5,09	2,41
Базальт	—	20	48,37	27,13	3,5	1
Роговая обманка	—	15,25	39,75	40,25	1	3,75
Ортоклаз	—	12,5	41,25	37,37	4,5	4,38
Микроклин . .	—	11,87	43,13	37,5	5,75	1,75
Флогопит	—	10,34	74,89	5,72	2,19	6,86

Углекислые растворы, полученные в результате взаимодействия углекислой воды с отдельными минералами и горными породами, подвергались нами химическому анализу. Мы определяли в них содержание: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO, MgO, Na_2O, K_2O и P_2O_5.

Результаты анализов представлены в табл. 6—12, причем в последних указаны: процентный состав отдельных составных час-

Таблица 4

Изменение pH водных вытяжек

№ последовательных вытяжек	В pH растворов, полученных при последовательной обработке минералов и горных пород водой, содержащей CO_2					
	гранит	базальт	роговая обманка	микроклин	ортоклаз	флогопит
I	7,83	7,05	7,53	7,37	7,36	10,8
II	7,62	7,32	7,5	7,33	7,32	7,55
III	7,34	7,22	7,31	7,31	7,31	7,52
IV	7,2	7,15	7,3	7,3	7,3	7,52
V	7,2	7,15	7,3	7,3	7,18	7,02
VI	7,24	7,15	7,14	7,22	7,1	7,02
VII	7,23	7,15	7,14	7,16	7,1	7
VIII	7,16	7,15	7,13	7,16	7,09	7
IX	7,15	7,15	7,13	7,14	7,05	7

тей от сухой навески (*а*); процентный состав растворенных веществ (*б*) и процент от общего количества отдельных составных частей в минералах и породах (*в*).

Таблица 5

Изменение титровальной щелочности водных вытяжек из минералов и горных пород

последовательных вытяжек	Количество титровальной щелочности растворов, полученных при последовательных обработках минералов и горных пород водой, содержашей CO_2 (отношение воды к навеске равно 100:1). Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески					
	гранит	базальт	роговая обманка	микроклин	ортоклаз	флогопит
I	0,756	0,035	0,264	0,325	0,434	4,331
II	0,261	0,155	0,225	0,085	0,14	1,08
III	0,17	0,152	0,118	0,064	0,14	0,249
IV	0,164	0,149	0,1	0,067	0,14	0,249
V	0,118	0,128	0,1	0,067	0,064	0,194
VI	0,118	0,118	0,1	0,052	0,064	0,128
VII	0,118	0,097	0,1	0,049	0,064	0,128
VIII	0,109	0,097	0, 097	0,052	0,07	0,128
IX	0,109	0,097	0,097	0,049	0,055	0,128
Сумма . . .	1,923	1,028	1,219	0,81	1,171	6,665

Из рассмотрения табл. 12 следует, что исследованные минералы и горные породы отдают в раствор углекислой воды за все время опыта неодинаковое количество своих составных частей; наиболее легко разрушающим веществом оказался флогопит (отдал в раствор 9,952% составных частей), наиболее трудно поддающимся разрушению — ортоклаз и микроклин (соответственно 1,782 и 1,633%), остальные: базальт (4,058%), роговая обманка (2,833%) и гранит (2,801%) заняли промежуточное положение; наибольшее количество составных частей отдают минералы и горные породы при первых обработках углекислой водой (табл. 6—11).

В растворах углекислой воды, взаимодействовавшей с минералами и горными породами, оказались все составные части исследованных веществ, но в иных соотношениях, чем те, какие существуют в последних; в углекислой вытяжке оказались в превалирующем количестве щелочи и щелочно-земельные элементы (что совпадает с данными прежних исследователей) при одновременно очень высоком содержании кремнекислоты — от 25,06 до 33,86% от растворенных веществ (что приближается к опытным данным Мюллера, Клара и Струве).

Таблица 6

Количество и химический состав веществ, перешедших из гранита в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 2-й и 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й и 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,325	21,73	0,50	0,177	26,14	0,27	0,2	31,85	0,31	0,702	25,06	1,08
Al_2O_3	0,091	6,08	0,58	0,048	7,09	0,3	0,034	5,41	0,22	0,173	6,18	1,1
Fe_2O_3	0,149	9,96	2,3	0,103	15,21	1,59	0,076	12,1	1,18	0,328	11,71	5,07
MnO	0,014	0,94	7,78	0,056	8,27	31,11	0,011	1,75	6,11	0,081	2,89	45
CaO	0,247	16,51	6,94	0,056	9,75	1,85	0,042	6,69	1,18	0,355	12,67	9,97
MgO	0,094	6,28	6,27	0,026	3,85	1,73	0,023	3,66	1,53	0,143	5,11	9,53
Na_2O	0,509	34,02	17,14	0,173	25,55	5,82	0,202	32,17	6,8	0,884	31,56	29,76
K_2O	0,067	4,48	1,82	0,028	4,14	0,76	0,04	6,37	1,09	0,135	4,82	3,67
P_2O_5	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—
Сумма	1,496	100	—	0,677	100	—	0,628	100	—	2,801	100	—

Таблица 7

Количество и химический состав веществ, перешедших из базальта в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 2-й и 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й и 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,415	18,1	0,79	0,353	34,37	0,68	0,271	36,72	0,52	1,039	25,6	1,99
Al_2O_3	0,145	6,32	0,78	0,064	6,23	0,34	0,068	9,214	0,37	0,277	6,83	1,49
Fe_2O_3	0,247	10,77	1,87	0,211	20,55	0,82	0,071	9,621	0,88	0,529	13,03	3,57
MnO	0,036	1,57	8	0,008	0,78	1,78	0,009	1,22	2	0,053	1,31	11,78
CaO	0,398	17,36	4,15	0,113	11	1,18	0,068	9,214	0,71	0,579	14,27	6,03
MgO	0,15	6,54	5,34	0,045	4,38	1,6	0,024	3,252	0,85	0,219	5,4	7,79
Na_2O	0,79	34,45	20,68	0,195	18,99	5,1	0,189	25,61	4,95	1,174	28,93	30,73
K_2O	0,112	4,89	4,18	0,038	3,7	1,4	0,038	5,149	1,4	0,188	4,63	6,94
P_2O_5	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—
Сумма	2,293	100	—	1,027	100	—	0,738	100	—	4,058	100	—

Таблица 8

Количество и химический состав веществ, перешедших из роговой обманки в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 2-й и 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й и 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,419	24,72	0,8	0,217	28,74	0,42	0,147	38,38	0,28	0,783	27,64	1,50
Al_2O_3	0,043	2,54	1,27	0,06	7,95	1,78	0,002	0,52	0,06	0,105	3,71	3,11
Fe_2O_3	0,081	4,78	0,66	0,054	7,15	0,44	0,041	10,7	0,33	0,176	6,21	1,44
MnO	0,032	1,89	5,82	0,016	2,12	2,91	0,024	6,27	4,36	0,072	2,54	13,09
CaO	0,216	12,74	1,91	0,084	11,13	0,74	0,024	6,27	0,21	0,324	11,44	2,87
MgO	0,245	14,45	1,79	0,044	5,83	0,32	0,029	7,57	0,21	0,318	11,22	2,32
Na_2O	0,575	33,92	15,54	0,238	31,52	6,43	0,098	25,59	2,65	0,911	32,16	24,62
K_2O	0,084	4,96	3,23	0,042	5,56	1,62	0,018	4,7	0,69	0,144	5,08	5,54
P_2O_5	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—
Сумма	1,695	100	—	0,755	100	—	0,383	100	—	2,833	100	—

Таблица 9

Количество и химический состав веществ, перешедших из микроклина в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 3-й и 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й и 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,216	29,47	0,33	0,179	33,77	0,27	0,158	42,7	0,24	0,553	38,86	0,84
Al_2O_3	0,024	3,27	0,13	—	—	—	0,004	1,09	0,02	0,028	1,72	0,15
Fe_2O_3	0,019	2,59	5	0,029	5,47	7,63	0,02	5,41	5,26	0,068	4,16	17,89
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,039	5,32	12,19	0,056	10,57	17,5	0,018	4,86	5,62	0,113	6,92	35,31
MgO	0,009	1,23	4,5	0,022	4,15	11	0,018	3,86	9	0,049	3	24,5
Na_2O	0,357	48,71	9,86	0,193	36,42	5,33	0,105	28,38	2,9	0,655	40,11	18,09
K_2O	0,069	9,41	0,58	0,051	9,62	0,43	0,047	12,7	0,4	0,167	10,23	1,41
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	0,733	100	—	0,53	100	—	0,37	100	—	1,633	100	—

Таблица 10

Количество и химический состав веществ, перешедших из ортоклаза в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 2,й н 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й н 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,206	25,28	0,31	0,217	33,54	0,33	0,162	50,63	0,24	0,585	32,83	0,88
Al_2O_3	0,026	3,19	0,14	0,022	3,4	0,12	0,006	1,87	0,03	0,054	3,03	0,29
Fe_2O_3	0,034	4,17	7,23	0,048	7,42	10,21	0,016	5	3,4	0,098	5,5	20,85
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,038	4,66	10	0,064	2,89	16,84	0,012	3,75	3,16	0,114	6,4	30
MgO	0,016	1,96	6,15	0,018	2,78	6,92	0,012	3,75	3,62	0,046	2,58	17,69
Na_2O	0,437	53,62	17,2	0,236	36,48	9,29	0,086	26,87	3,39	0,759	42,59	29,88
K_2O	0,058	7,12	0,49	0,042	6,49	0,36	0,026	8,13	0,22	0,126	7,07	1,07
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	0,815	100	—	0,647	100	—	0,32	100	—	1,782	100	—

Таблица 11

Количество и химический состав веществ, перешедших из флогопита в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Взаимодействие в течение											
	1-й, 2-й и 3-й обработок (48 дней)			4-й, 5-й и 6-й обработок (48 дней)			7-й, 8-й и 9-й обработок (48 дней)			Сумма		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	1,366	20,22	3,52	0,859	52,44	2,21	0,713	45,71	1,84	2,938	29,52	7,57
Al_2O_3	0,151	2,24	1,03	0,035	2,14	0,24	0,008	0,51	0,05	0,194	1,95	1,32
Fe_2O_3	0,19	2,81	3,77	0,086	5,25	1,71	0,145	9,295	2,88	0,421	4,23	8,35
MnO	0,128	1,9	11,85	0,013	0,79	1,2	0,09	5,77	8,33	0,231	2,32	21,39
CaO	0,144	2,13	17,35	0,044	2,69	5,3	0,086	5,51	10,36	0,274	2,75	33,01
MgO	1,914	28,34	7,79	0,157	9,59	0,64	0,104	6,67	0,42	2,175	21,86	8,85
Na_2O	1,253	18,55	50,32	0,147	8,97	5,90	0,145	9,295	5,82	1,545	15,52	62,05
K_2O	1,608	23,81	15,67	0,297	18,13	2,89	0,269	17,24	2,62	2,174	21,85	21,19
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	6,754	100	—	1,638	100	—	1,56	100	—	9,952	100	—

Таблица 12

Количество и химический состав веществ, перешедших из горных пород и минералов в воду, содержащую углекислоту, при взаимодействии с ней в течение 144 дней в условиях опыта

Перешедшие в воду вещества	Из гранита			Из базальта			Из роговой обманки			Из микроклина			Из ортоклаза			Из флогопита		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
SiO_2	0,702	25,06	1,08	1,039	25,6	1,99	0,783	27,64	1,5	0,553	33,86	0,84	0,585	32,83	0,88	2,938	29,52	7,57
Al_2O_3	0,173	6,18	1,1	0,277	6,83	1,49	0,105	3,71	3,11	0,028	1,72	0,15	0,054	3,03	0,29	0,194	1,95	1,32
Fe_2O_3	0,328	11,71	5,07	0,529	13,03	3,57	0,176	6,21	1,44	0,068	4,16	17,89	0,098	5,5	20,85	0,421	4,23	8,35
MnO	0,081	2,89	45	0,053	1,31	11,78	0,072	2,54	13,09	—	—	—	—	—	—	0,231	2,32	21,39
CaO	0,355	12,67	9,97	0,579	14,27	6,03	0,324	11,44	2,87	0,113	6,92	35,31	0,114	6,4	30	0,274	2,75	33,01
MgO	0,143	5,11	9,53	0,219	5,4	7,79	0,318	11,22	2,32	0,049	3	24,5	0,046	2,58	17,69	2,175	21,86	8,85
Na_2O	0,884	31,56	29,76	1,174	28,93	30,73	0,911	32,16	24,62	0,655	40,11	18,09	0,759	42,59	29,88	1,545	15,52	62,05
K_2O	0,135	4,82	3,67	0,188	4,63	6,94	0,044	5,08	5,54	0,167	10,23	1,41	0,126	7,07	1,07	2,174	21,85	21,19
P_2O_5	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—	—	—	—
Сумма	2,801	100	—	4,058	100	—	2,833	100	—	1,633	100	—	1,782	100	—	9,952	100	—

При повторных воздействиях новыми порциями углекислоты на минералы и горные породы в раствор переходит значительно меньшее количество всех веществ, причем наблюдается, что в растворе увеличивается относительное содержание SiO_2 и Fe_2O_3, количество же Al_2O_3, CaO, MgO и Na_2O уменьшается; количество K_2O в большинстве случаев остается почти неизменным или уменьшается, но в значительно меньшей степени, чем Na_2O (флогопит). Разрушающему действию углекислой воды изоморфные подмеси в минералах подвергаются сильнее, чем основная масса минералов. Углекислая вода одновременно с растворением минералов вызывает в сильной степени и их гидролиз. Наибольшему разрушающему действию углекислой воды (вплоть до полного разрушения) подвергаются более мелкие частички минералов, что подтверждается произведенным нами определением механического состава флогопита до и после воздействия на него углекислой воды (табл. 13).

Таблица 13

Минерал	Фракции частиц в *мм*					
	0,10–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	Сумма
Флогопит (до воздействия углекислой воды)	10,34	74,89	5,72	2,19	6,86	100
То же, после воздействия углекислой воды	9,16	77,34	9,06	2,22	2,22	100

При просмотре остаточных продуктов искусственного выветривания минералов и горных пород под электронным микроскопом (Л. Г. Рекшинской), увеличивающим в 25 000 раз, оказалось, что тонкие частицы имеют «сильноизъеденную» поверхность.

В валовом составе остаточных продуктов выветривания минералов и горных пород (включая и неизменную внутреннюю часть минералов) содержится (по сравнению с исходным материалом) заметно большее количество кремнекислоты, Al_2O_3 (за исключением роговой обманки), Fe_2O_3 (за исключением микроклина и ортоклаза) и гидратной воды (за исключением флогопита); содержание же в них Na_2O, CaO и MgO (за исключением роговой обманки и флогопита) заметно снижается (табл. 14).

В остаточных продуктах выветривания в условиях опыта происходит образование неустойчивых соединений типа кислых солей, легко разрушаемых 0,05 *N* HCl и проявляющих заметную обменную и гидролитическую кислотность (табл. 15).

Количество SiO_2, растворимой в 5% KOH, увеличивается по сравнению с исходными материалами в остаточных продуктах выветривания роговой обманки и ортоклаза и уменьшается в остаточных продуктах выветривания гранита, базальта, микроклина и флогопита (табл. 16).

Таблица 14

Химический состав горных пород и минералов (I) и остаточных продуктов их выветривания (II) (в процентах сухой навески)

Химический состав	Гранит		Базальт		Роговая обманка		Ортоклаз		Микроклин		Флогопит	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO_2	65,26	66,17	52,58	53,54	52,20	52,77	66,19	65,5	65,79	66,17	38,81	39,92
GiO_2	0,31	0,31	1,03	0,98	0,22	0,22	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	15,8	16,1	18,61	19,21	3,38	3,32	18,5	18,68	18,13	18,32	14,66	15,83
Fe_2O_3	1,73	1,91	2,12	2,82	4,95	5,6	0,47	0,38	0,38	0,32	1,62	2,02
FeO	4,74	4,48	5,65	4,75	7,3	6,78	—	—	—	—	3,42	3,12
MnO	0,18	0,12	0,45	0,41	0,55	0,55	—	—	—	—	1,08	0,9
MgO	1,5	1,41	2,81	2,73	13,69	13,82	0,26	0,23	0,2	0,18	24,57	24,83
CaO	3,56	3,28	9,6	9,48	11,3	11,28	0,38	0,31	0,32	0,25	0,83	0,77
Na_2O	2,97	2,16	3,82	2,79	3,7	2,86	2,54	1,86	3,62	3,04	2,49	1,18
K_2O	3,68	3,68	2,71	2,69	2,6	2,54	11,76	11,86	11,85	11,86	10,26	9,15
H_2O	0,49	0,53	0,18	0,22	0,31	0,36	0,21	0,31	0,11	0,25	1,69	1,29
P_2O_5	0,07	0,07	0,49	0,48	0,08	0,07	—	—	—	—	—	—
F	Следы	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,97
Сумма	100,29	100,22	99,75	100,1	100,28	100,17	100,31	100,13	100,4	100,41	100,34	99,98

Таблица 15

Гидролитическая и обменная кислотность горных пород и минералов

Горные породы и минералы в порошкообразном состоянии (I) и остаточные продукты их искусственного выветривания (II)		Полная гидролитическая кислотность по Каппену в *мг-экв* на 100 *г* сухой навески	Полная обменная кислотность по Дайкухара в *мг-экв* на 100 *г* сухой навески	Отношение величины гидролитической кислотности к величине обменной кислотности (условно принятой за единицу)
Гранит	I	0	0	—
	II	5,2	1,7	3,02:1
Базальт	I	0	0	—
	II	5,4	1,7	3,18:1
Роговая обманка	I	0	0	—
	II	3,0	0,9	3,33:1
Микроклин	I	0	0	—
	II	3,9	1,5	2,6:1
Ортоклаз	I	0	0	—
	II	4,5	1,7	2,65:1
Флогопит	I	0	0	—
	II	11,5	2,4	4,79:1

Рассмотрение характера изменений pH и общей щелочности водных растворов из исследованных минералов и горных пород, их резкая «скачкообразность» в первый момент при довольно значительной устойчивости на каждом из последующих уровней падения, а также изменения в валовом химическом составе минералов и горных пород под действием углекислой воды, иное отношение их к растворимости в 5% KOH и проявление остаточными продуктами выветривания заметной обменной и гидролитической кислотности — все это приводит нас к заключению, что под влиянием углекислой воды в поверхностной части размельченных минералов и горных пород происходит быстрое образование веществ, достаточно устойчивых в отношении разлагающего действия углекислой воды; эти вещества при повторных воздействиях на них углекислой воды претерпевают, повидимому, дальнейшие изменения, причем в каждый последующий момент изменения они уже более устойчивы в отношении разлагающего действия углекислой воды.

Таблица 16

Содержание SiO_2 и Al_2O_3 (растворимых в 5% КОН) в минералах и горных породах и продуктах их искусственного выветривания (в процентах сухой навески)

Минералы и горные породы (в порошке)	Стадия разложения минералов и горных пород	Перешло в вытяжку 5 % КОН		Количества SiO_2 и Al_2O_3, из перешедших в вытяжку 5% КОН, способные связаться между собой по формуле $2SiO_2 \cdot Al_2O_3$		Количество свободной кремиекислоты	Колнчество свободиой Al_2O_3
		SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3		
Гранит	*а*	1,767	0,125	0,147	0,125	1,62	—
	б	1,228	0,156	0,183	0,156	1,045	—
	в	1,58	0,36	0,423	0,36	1,157	—
Базальт	*а*	1,441	0,486	0,572	0,486	0,869	—
	б	1,25	0,194	0,227	0,194	1,023	—
	в	1,43	0,086	0,102	0,086	1,328	—
Роговая обманка	*а*	1,524	0,03	0,035	0,03	1,489	—
	б	1,678	0,072	0,085	0,072	1,593	—
	в	2,039	0,086	0,103	0,088	1,936	—
Микроклин	*а*	2,384	0,049	0,058	0,049	2,326	—
	б	2,238	0,107	0,127	0,107	2,111	—
	в	2,029	0,276	0,325	0,276	1,704	—
Ортоклаз	*а*	2,589	0,268	0,316	0,268	2,273	—
	б	2,984	0,454	0,535	0,454	2,449	—
	в	2,845	0,411	0,483	0,411	2,362	—
Флогопит	*а*	1,76	0,166	0,194	0,166	1,566	—
	б	1,522	0,331	0,372	0,331	1,15	—
	в	1,277	0,751	0,884	0,751	0,393	—

Мы полагали, что поверхностная часть минералов, измененная действием углекислой воды, представляет собой промежуточные продукты выветривания определенного химического состава типа кислых солей. С помощью красителей [5] нам совместно с канд. геол.-минерал. наук Е. Г. Борисовой удалось установить следующее: а) частицы ортоклаза, флогопита, роговой обманки и гранита подверглись с поверхности каолинизации, б) частицы микроклина — гидрослюдизации, в) частицы базальта — каолинизации и гидрослюдизации одновременно.

Все исследованные минералы и горные породы в тонкоизмельченном виде обладают ясно выраженной способностью к обмену катионами. Величина обменных катионов в отдельных минералах и горных породах весьма различна между собой (флогопит —

84,8 *мг-экв*%, гранит, базальт и роговая обманка —8—12 *мг-экв*%, а микроклин и ортоклаз —4—5 *мг-экв*%). Состав обменных катионов в тонко измельченных минералах и горных породах различен (табл, 17).

Относительно высокое содержание обменных кальция и магния в микроклине и ортоклазе указывает, что изоморфные подмеси в этих минералах проявляют значительно бо́льшую обменную способность, чем сама основная масса микроклина и ортоклаза.

Остаточные продукты искусственного выветривания минералов и горных пород, полученные воздействием на последние углекислой воды, обладают значительно пониженной обменной способностью (табл. 17). Состав обменных катионов в остаточных продуктах выветривания минералов и горных пород резко отличен от состава его в исходных веществах. В него входит ион водорода в относительно значительном количестве. Ввиду того, что в исследованных порошках минералов и горных пород оказались очень небольшие величины частиц менее 1 μ, следует, что обменные реакции свойственны далеко не только частицам коллоидальных размеров. Величина обменной способности отдельных минералов и горных пород и продуктов их изменения под действием углекислой воды зависит от строения и свойств кристаллических решеток составляющих их компонентов.

Нами было произведено определение емкости поглощения исследованных образцов минералов и горных пород и остаточных продуктов их выветривания по способу Бобко-Аскинази с применением 0,05 *N* HCl при вытеснении поглощенного Ba вместо 1/1 *N* HCl, рекомендованной авторами. Из данных табл. 18 видно, что величина емкости поглощения по Бобко-Аскинази для исследованных веществ значительно отличается от величины суммы обменных оснований, определенных в них по способу Schollenbergera. Следовательно, обменная способность минералов

Таблица 17

Состав обменных оснований в горных породах и минералах (I) и в остаточных продуктах их выветривания (II) в *мг-экв*%

Обменные катионы	Гранит		Базальт		Роговая обманка		Микроклин		Ортоклаз		Флогопит	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,11	0,14	0,1	0,13	0,12	2,41	0,04	0,21	0,05	0,17	0,19	0,12
$Mg^{\cdot\cdot}$	4,83	2,95	6,98	2,07	7,96	2,33	1,39	1,74	0,99	0,99	66,37	3,99
$K^{\cdot}$	1,06	0,45	0,33	0,43	0,54	0,73	1,77	0,46	1,44	0,43	11,38	0,59
$Na^{\cdot}$	2,02	0,57	2,69	1,56	3,36	0,49	1,9	0,59	1,33	0,55	6,83	2,54
$H^{\cdot}$	—	2,55	—	1,99	—	1,53	—	1,28	—	1,35	—	3,16
Сумма	8,02	6,66	10,1	6,18	11,98	7,49	5,1	4,28	3,81	3,49	84,77	10,4

и горных пород весьма неодинакова по отношению различных катионов (в наших исследованиях — по отношению к ионам Ba и NH_4).

Нами были проведены опыты по выщелачиванию мелко раздробленных базальта, роговой обманки, ортоклаза и микроклина химически чистой водой в кварцевой посуде, герметически закрытой, в течение около 15 лет, при отношении навески минералов к воде, как 1 : 30 и при температуре 15—20°.

Таблица 18

Емкость поглощения (по Бобко-Аскинази) горных пород и минералов (I) и остаточных продуктов их выветривания (II) в *мг-экв*%

Минералы и горные породы	I	II
Гранит	6,9	4,5
Базальт . . .	8,9	3
Роговая обманка	9,6	6,3
Микроклин . .	4,4	3,1
Ортоклаз . . .	3,85	2,8
Флогопит . . .	64,6	8,7

Опыты по выщелачиванию проводились с базальтом, ортоклазом и микроклином с 1/IV 1937 г. по 1/V 1952 г. и с роговой обманкой с 1/IV 1940 г. по 13/IX 1955 г. Оказалось, что за 15 лет произошло заметное выщелачивание минералов и горных пород (от 0,367 до 1,01%), причем в отношении выщелачивания отдельных элементов сохраняются в общем те же закономерности, какие были отмечены нами при рассмотрении выщелачивания минералов и горных пород углекислой водой (табл. 19), за исключением кремнезема, перешедшего в раствор в заметно меньших относительных величинах. Наибольшему изменению подверглись более тонкие частицы минералов (табл. 20).

Таблица 19

Количество веществ, перешедших из минералов и горных пород в химически чистую воду при взаимодействии с нею в течение 15 лет в замкнутом сосуде (при отношении навески к воде, как 1 : 30, и при температуре от 15 до 20°) (в процентах сухой навески)

Перешедшие в воду вещества	Из базальта	Из роговой обманки	Из ортоклаза	Из микроклина
SiO_2	0,164	0,112	0,085	0,068
Al_2O_3	0,051	0,033	0,03	0,008
Fe_2O_3	0,084	0,079	0,063	0,009
MnO	0,021	0,014	0,025	—
CaO	0,217	0,123	0,093	0,033
MgO	0,106	0,068	0,04	0,013
Na_2O	0,316	0,306	0,36	0,188
K_2O	0,051	0,07	0,08	0,038
P_2O_5	Следы	Следы	—	—
Сумма	1,01	0,805	0,418	0,367

С помощью красителей нам удалось установить, что поверхностная часть ортоклаза и базальта подверглась слюдизации, а частицы роговой обманки — каолинизации.

Емкость поглощения и состав обменных катионов также подверглись некоторым изменениям (табл. 21). Емкость поглощения несколько снизилась, а среди обменных катионов в ряде случаев относительно увеличилось содержание двухвалентных катионов. Одновременно произошел заметный сдвиг в гранулометрическом составе исследованных порошков минералов и горных пород в сторону увеличения содержания частиц $< 0{,}01$ *мм* и частиц $< 0{,}001$ *мм*.

Таблица 20

Сокращенный валовой химический состав частиц $< 0{,}005$ *мм* минералов и горных пород после воздействия химически чистой воды в течение 15 лет

Химический состав	Базальт	Роговая обманка	Ортоклаз	Микроклин
SiO_2	51,2	50,27	64,33	63,89
Al_2O_3	23,68	1,5	20,04	18,61
Fe_2O_3	9,51	14,95	—	0,27
CaO	9,48	11,35	—	—
Гигроскопическая вода	0,28	0,38	0,2	0,18
Потеря от прокаливания	1,09	0,96	0,66	0,54

Таблица 21

Емкость поглощения и состав обменных катионов минералов и горных пород до (I) и после (III) 15-летнего воздействия воды

Минералы и горные породы	Состояние образцов	Емкость поглощения по Бобко-Аскинази в *мг-экв* %	Состав обменных катионов в *мг-экв* % (по Шолленбергеру)				
			$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$K^{\cdot}$	$Na^{\cdot}$	Сумма
Базальт	I	8,9	0,1	6,98	0,33	2,69	10,1
	III	6,88	0,08	5,38	0,17	1,46	7,09
Роговая обманка	I	9,6	0,12	7,96	0,54	3,36	11,98
	III	7,14	0,09	6,04	0,46	1,52	8,11
Ортоклаз	I	3,85	0,05	0,99	1,44	1,33	3,81
	III	2,95	0,07	0,76	0,93	1,26	3,02
Микроклин	I	4,4	0,04	1,39	1,77	1,9	5,1
	III	3,65	0,16	0,94	1,33	1,42	3,85

Экспериментальные данные по растворяющему и гидролизующему действию на минералы и горные породы и продукты их искусственного выветривания воды, лишенной углекислоты, за короткий промежуток времени, а также растворов KCl, $BaCl_2 \cdot 2H_2O$, $CH_3 \cdot COONa$ и $CH_3 \cdot COONH_4$ приведены в табл. 23 (I, II, III, IV, V).

Из рассмотрения данных, приведенных в этих таблицах, следует, что растворяющее и гидролизующее действие дистиллированной воды на минералы и горные породы более интенсивно, чем аналогичное действие на них 1/1 *N* растворов $BaCl_2 \cdot 2H_2O$ и KCl. Порошки исследованных минералов и горных пород при взаимодействии с 1/1 *N* раствором уксуснокислого натрия (при pH = 8,27) сообщают последнему исключительно большую щелочность. Это явление, противоположное по своему существу гидролитической кислотности, названо нами «гидролитической щелочностью» (1935 г.) Порошки минералов и горных пород после замены обменных катионов ионами водорода (обработкой 0,05 *N* HCl) проявляют в исключительно больших размерах гидролитическую кислотность (от 5,7 до 24,4 *мг-экв*%) (табл. 24).

Исследование некоторых физических свойств (гигроскопичности, максимальной молекулярной влагоемкости, набухаемости и пластичности) исследованных минералов и горных пород (I), остаточных продуктов искусственного выветривания этих минералов, полученных воздействием углекислой воды (II), и остаточных продуктов выветривания в результате длительного воздействия (около 15 лет) химически чистой водой (III) показывает (табл. 23 и 24), что:

1) исследованные минералы и горные породы (за исключением флогопита) в порошкообразном состоянии обладают невысокими и близкими по значению величинами гигроскопичности (0,07—0,34%), максимальной гигроскопичности (0,34—1,13%), набухаемости по М. М. Филатову (от — 6,1 до + 21,3%) и пластичности (число пластичности от 2 до 5,3); максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву этих минералов и пород колеблется от 15,12 до 18,69%. Флогопит в порошке, несмотря на близкий гранулометрический состав к другим исследованным веществам, проявляет очень большую пластичность (число пластичности равно 34,8), набухаемость (34,6%), максимальную гигроскопичность (3,11%) и максимальную молекулярную влагоемкость (42,54%). Такие сильные отклонения в физических свойствах флогопита обусловлены прекрасно выраженной его спайностью, листоватостью и возможностью проникновения водных растворов между плоскостями спайности отдельных гранулометрических элементов;

2) остаточные продукты искусственного выветривания минералов и горных пород (за исключением флогопита) под воздействием углекислой воды проявляют заметное увеличение пластичности и набухаемости и некоторое уменьшение гигроскопичности,

максимальной гигроскопичности и максимальной молекулярной влагоемкости. Остаточный продукт выветривания флогопита (в отличие от других минералов и горных пород) резко снизил величину пластичности, а также гигроскопичности, набухаемости и максимальной молекулярной влагоемкости;

Таблица 22

Гранулометрический состав образцов минералов и горных пород после 15-летнего взаимодействия с водой (в процентах сухой навески)

Минералы и горные породы после 15-летнего взаимодействия с водой	Фракции частиц (диаметром в *мм*)									
	>0,1	0,1 – 0,05	0,05 – 0,01	<0,01	0,01 – 0,005	0,005 – 0,001	<0,001	0,001 – 0,00054	0,00054 – 0,00040	<0,0004
Базальт .	0	19,34	47,83	32,83	27,63	3,61	1,59	1,18	0,41	
Роговая обманка . .	0	13,31	38,63	48,06	38,37	5,31	4,38	2,18	0,74	1,46
Ортоклаз .	0	12,01	41,23	46,76	37,79	4,4	4,57	3,48	0,4	0,69
Микроклин	0	11,47	42,69	45,84	36,9	5,83	3,11	2,29	0,28	0,54

Таблица 23, I

Изменение актуальной реакции и общей щелочности воды и солевых растворов при взаимодействии с минералами и горными породами

Минералы и горные породы	При взаимодействии с водой, лишенной CO_2				
	характер взаимодействия	отношение навески к воде	pH воды	pH фильтрата	Количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески
Гранит	Пятиминутное взбалтывание и отстаивание в течение двух часов	1 : 40	6,9	7	0,071
Базальт	То же	1 : 40	6,9	7,1	0,037
Роговая обманка	»	1 : 40	6,9	7	0,096
Микроклин	»	1 : 40	6,9	6,99	0,032
Ортоклаз	»	1 : 40	6,9	7,07	0,040
Флогопит	»	1 : 200	6,9	7,82	0,556

3) остаточные продукты выветривания базальта, роговой обманки, ортоклаза и микроклина в результате длительного воздействия воды (по сравнению с исходным состоянием) показывают более высокие значения величин пластичности и гигроскопичности. Набухаемость их тоже возросла, за исключением ба-

Таблица 23, II

Минералы и горные породы	При взаимодействии с 1/1 *N* раствором KCl					При взаимодействии с 1/1 *N* раствором KCl			
	характер взаимодействия	отношение навески к раствору	pH 1/1 *N* раствора	pH фильтрата	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески	характер взаимодействия	отношение навески к раствору	pH 1/1 *N* раствора KCl	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески
Гранит	Пятиминутное взбалтывание и отстаивание в течение двух часов	1 : 40	6,92	7,37	0,079	Одночасовое взбалтывание и отстаивание в течение трех суток	1 : 10	6,97	0,145
Базальт	То же	1 : 40	6,92	7,7	0,096	То же	1 : 10	6,97	0,177
Роговая обманка	»	1 : 40	6,92	7,5	0,072	»	1 : 10	6,97	0,32
Микроклин	»	1 : 40	6,92	7,02	0,013	»	1 : 10	6,97	0,021
Ортоклаз	»	1 : 40	6,92	7,03	0,018	»	1 : 10	6,97	0,025
Флогопит	»	1 : 200	6,92	8,42	0,652	»	1 : 60	6,97	2,637

Таблица 23, III

Минералы и горные породы	При взаимодействии с 1/1 *N* раствором $BaCl_2 \cdot 2H_2O$								Суммарное количество щелочи, перешедшей в растворы
	при промывании образцов на фильтре 1/1 *N* раствором $BaCl_2 \cdot 2H_2O$				при отмывании образца на фильтре от избыточного количества $BaCl_2 \cdot 2H_2O$ дистиллированной водой				
	при фильтровании: навеска в *г* / количество раствора в *мл*	pH раствора $BaCl_2 \cdot 2H_2O$	pH полученного фильтрата	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески	израсходовано дистиллированной воды в *мл*	pH дистиллированной воды	pH полученного фильтрата	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески	
Гранит	10,4 / 2 965	6,2	6,3	0,11	1 005	6,17	6,42	0,096	0,206
Базальт	10,4 / 3 310	6,2	6,32	0,145	1 100	6,17	6,53	0,126	0,271
Роговая обманка	10,41 / 3 085	6,2	6,35	0,11	1 005	6,17	6,54	0,111	0,221
Микроклин	10,19 / 2 930	6,2	6,25	0,012	1 965	6,17	6,31	0,057	0,069
Ортоклаз	10,07 / 2 950	6,2	6,27	0,02	1 990	6,17	6,53	0,075	0,095
Флогопит	6,66 / 3 025	6,2	6,38	0,269	885	6,17	6,78	0,41	0,679

Таблица 23, IV

Минералы и горные породы	При взаимодействии с 1/1 *N* раствором $CH_3.COONa$			
	характер взаимодействия	отношение навески к раствору	pH 1/1 N раствора CH_3COONa	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески
Гранит	Одночасовое взбалтывание и отстаивание в течение трех суток	1 : 5	8,27	0,999
Базальт	То же	1 : 5	8,27	6,907
Роговая обманка	„	1 : 5	8,27	2,179
Микроклин	„	1 : 5	8,27	0,837
Ортоклаз	„	1 : 5	8,27	0,231
Флогопит	„	1 : 25	8,27	37,24

Таблица 23, V

Минерилы и горные породы	При взаимодействии с углекислой водой		
	характер взаимодействия	отношение навески к раствору	количество щелочи, перешедшей в раствор. Щелочность выражена в Na_2O в процентах сухой навески
Гранит	144-дневное взаимодействие с водой в колбе, через которую ежедневно пропускался ток углекислоты в течение двух часов и с заменой воды новой порцией через 16 дней (9 сливаний)	1 : 100; за все время взаимодействия 1 : 900	1,923
Базалът	То же	То же	1,028
Роговая обманка	„	„	1,219
Микроклин	„	„	0,81
Ортоклаз	„	„	1,171
Флогопит	„	„	6,665

зальта; величина максимальной молекулярной влагоемкости повысилась у ортоклаза и микроклина и снизилась у базальта и роговой обманки.

В отношении изменения физических свойств исследованных порошков минералов и горных пород химически чистая вода при

Таблица 24

Гидролитическая и обменная кислотность горных пород, минералов и остаточных продуктов из искусственного выветривания после насыщения их поглощающего комплекса ионом *H*

Горные породы и минералы (I) и остаточные продукты их искусственного выветривания (II) после насыщения их поглощающего комплекса ионом H		Полная гидролитическая кислотность по Каппену в *мг-экв* %	Полная обменная кислотность по Дайкухара в *мг-экв*%	Отношение величины гидролитической кислотности к величине обменной кислотности (условно принятой за единицу)	Состояние фильтрата от промывания образцов 1/1 *N* раствором KCl при титров. раств. NaOH (при определении полной обменной кислотности)
Гранит	I	16,3	2,6	6,27 : 1	Выпали полуторные окислы
	II	2,6	1,7	1,53 : 1	Прозрачен
Базальт	I	10,9	2	5,45 : 1	Выпало значительное количество гидратов
	II	1,6	1,2	1,33 : 1	
Роговая обманка	I	10,2	0,7	14,59 : 1	Прозрачен
	II	1,4	0,6	2,33 : 1	То же
Микроклин	I	5,9	1,1	5,36 : 1	Прозрачен
	II	0,67	0,69	0,97 : 1	То же
Ортоклаз	I	9,4	1,3	7,23 : 1	Прозрачен
	II	1,4	1,1	1,27 : 1	То же
Флогопит	I	24,4	6,6	3,7 : 1	Выпало большое количество гидрата алюминия
	II	4,7	2,3	2,04 : 1	Прозрачен

очень длительном воздействии (до 15 лет) без замены ее новыми порциями воды весьма близка к действию углекислой воды в течение около 5 месяцев (144 дня) при условии ее периодической замены.

Итак, минералы и магматические горные породы активно реагируют с водой и водными растворами (кислыми, нейтральными и щелочными). Наблюдается не только растворение и гидролиз минералов и горных пород, но и обменные реакции между ними и солевыми растворами. Поверхностная толща минеральных зерен в результате взаимодействия с растворами заметно изменяет свой химический состав и физико-химические свойства. Изменения химического состава и физико-химических свойств отдельных минералов и горных пород протекают неодинаково, что обусловлено различным строением кристаллических решеток составляющих их минеральных компонентов.

Таблица 25

Физические свойства порошков минералов и горных пород до (I) и после (II) воздействия углекислой воды

Физические свойства		Гранит		Базальт		Роговая обманка		Ортоклаз		Микроклин		Флогопит	
		I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Содержание гигроскопической воды в %		0,34	0,24	0,22	0,17	0,19	0,18	0,24	0,14	0,07	0,11	1,45	1,27
Максимальная гигроскопичность в %		1,13	0,82	0,34	0,26	0,6	0,57	0,65	0,47	0,51	0,62	3,11	2,32
Набухаемость по М. М. Филатову в %		9,0	12,5	8,1	15,4	21,3	24,6	—5,4	0	—6,1	3,8	34,6	24,2
Максимальная молекулярная влагоемкость в %		16,03	14,99	15,12	14,32	15,27	14,65	16,85	13,28	18,69	13,48	42,54	36,87
Пластичность	нижняя граница текучести	30,4	31,8	24,2	27,2	26,3	28,3	30,6	31,4	29,8	30,7	94,6	85,5
	граница раскатывания в шнур	25,1	24,4	22,2	23,4	22,5	22	25,6	25,7	26,3	26,8	59,8	62,6
	число пластичности	5,3	7,4	2	3,8	3,8	6,3	5	5,7	3,5	3,9	34,8	22,9

Таблица 26

Физические свойства порошков минералов и горных пород до (I) и после (II) 15-летнего воздействия воды

Физические свойства		Базальт		Роговая обманка		Ортоклаз		Микроклин	
		I	II	I	II	I	II	I	II
Гигроскопическая вода в %		0,22	0,28	0,19	0,38	0,24	0,29	0,07	0,18
Максимальная молекулярная влагоемкость в %		15,12	12,36	15,27	12,66	16,85	18,35	18,69	19,23
Набухаемость по М. М. Филатову в %		8,1	2,6	21,3	23,8	—5,4	1,3	—6,1	2,1
Пластичность	нижняя граница текучести	24,2	28,1	26,3	30,4	30,6	31,9	29,8	30,7
	граннца раскатывания в шнур	22,2	22,9	22,5	23,4	25,6	26,7	26,3	26,5
	число пластичности	2	5,2	3,8	7	5	5,2	3,5	4,2

Физические свойства минералов и горных пород также заметно изменяются в результате их выщелачивания. Желательны дальнейшие исследования изменений химического состава и физических и физико-химических свойств широкого круга магматических пород и минералов при взаимодействии с водными растворами как в нарушенном, так и ненарушенном сложении (при разных температурах и давлениях), в лабораторных условиях в сочетании с полевыми наблюдениями и исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Blanck E., Verwitterung und Bodenbildung in den extremsten Gebieten der Erde. Die Ernährung der Pflanze. Bd. 30, H. 13/14, Berlin, 1934.

2. Глинка К. Д., Исследования в области процессов выветривания, СПб, 1906.

3. Земятченский П. А., Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Труды Почвенного института имени В. В. Докучаева, т. VIII, вып. 1, Ленинград, 1933.

4. Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф., Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии, Госгеолиздат, 1952.

5. Полынов Б. Б., Кора выветривания, Ленинград, 1934.

6. Полынов Б. Б., Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических горных породах, «Почвоведение» № 7, 1945.

7 Tamm O., An experimental study on clay and the Weathering of Feldspars. Meddelenden fran statens skoqsfursoksanstalt, 1929, 25, 1, Proc. Jntern, Soc. of Soil Sc. 1929, vol IV. Nr. 4.

Л. Н. ЛОМИЗЕ,
канд. техн. наук, ст. научн. сотр.
Н. А. КЛАПАТОВСКАЯ,
научн. сотр.

ПРОЯВЛЕНИЕ СКРЫТОЙ ПРОСАДОЧНОСТИ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ В ПРОЦЕССЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СОЛЕЙ

Фильтрация воды, проникающей из каналов и других гидротехнических сооружений в основание, сложенное связным засоленным грунтом, в ряде случаев может существенно изменить состояние и свойства этого основания.

Растворение и вынос солей влияют на грунт как механически, так и физико-химически. Удаление из грунта солевого компонента в первую очередь способствует росту пористости и потере кристаллизационной связности с сопутствующим увеличением водопроницаемости и ослаблением прочности грунта.

В дальнейшем, по мере прогрессирующего рассоления грунта и постепенного снижения концентрации фильтрующей воды, получают развитие процессы катионного обмена и усиления дисперсности грунта, иногда складывающиеся вместе. Увеличение толщины гидратных оболочек, подавлявшихся в присутствии электролитов солей, и проявляющееся при снижении осмотического давления водной среды впитывание воды коллоидными мицелами грунта обусловливают рост набухаемости и других гидрофильных свойств грунта. Этим парализуется роль возрастания пористости и потери грунтом цементационных связей. В результате происходит также изменение и фильтрационной способности засоленного грунта. Преобладание роста пористости определяет повышение фильтрационной способности с увеличением скоростей фильтрации. Благодаря ослаблению связности грунта повышенная фильтрация способствует дополнительному развитию в нем суффозионных процессов. В грунтах, имеющих значительную глинистость, перевес набухаемости парализует влияние иных факторов, почему в них при рассолении фильтрационная способность идет на убыль. Замещение поглощенных щелочно-земельных катионов на щелочные воздействует на грунт в том же направлении. В результате динамика фильтрации получает различное выражение в зависимости от степени дисперсности, характера засоления и типа агрегатности, обусловливающего структурное сложение грунта.

Наблюдения за расходом воды в процессе промывки засолен-

ных грунтов, проводившиеся в ТНИСГЭИ, выявили пять видов динамики фильтрации:

1) стабильной в течение всего года промывки. Этот вид наблюдался в мухрованской глине тяжелого состава, засоленной в размере 14%. По мере увеличения числа путей фильтрации (в связи с удалением солевого вещества в ней) в равной мере шло нарастание набухаемости, компенсировавшее рост пористости;

2) последовательно прогрессирующей в ходе солеудаления. Отмечен в агрегатном тяжелом пылеватом суглинке Мугани, засоленном в размере 4,3%, в котором преобладало влияние роста пористости над увеличением дисперсности;

3) регрессивной фильтрации, приходящей к затуханию. Такое явление имело место в солонцовой глине, где устранение дегидратирующего влияния растворенных солей, содержащихся в грунте в количестве всего 2,2%, сопровождалось интенсивным ростом набухаемости под влиянием поглощенного натрия. Последний содержался в размере 30% от суммы поглощенных катионов этого грунта;

4) фильтрации переменной по фазам (по этапам промывки). Этот вид имел место в пироагатском тяжелом суглинке, засоленном в количестве 4,9%. Первая фаза определялась ростом пористости грунта при удалении солей и освобождением благодаря этому новых путей фильтрации; вторая фаза — борьбой, возникающей между влиянием роста пористости и увеличением дисперсности под влиянием понижения концентрации фильтрующейся воды, третья фаза была вызвана преобладанием фактора усиления дисперсности в процессе дальнейшего понижения концентрации воды;

5) вид неустойчивой фильтрации с интенсивным и скачкообразным возрастанием расходов, сменявшимся падением их, отмечен был при промывке самгорского гипсоносного тяжелого суглинка со степенью засоления 17%. Этот вид фильтрации обусловливался суффозионными процессами, приводящими к повторявшимся прорывам в отдельных точках поверхности образца. Эти прорывы приходилось тампонировать, чтобы довести промывку грунта до возможного предела. Процесс извлечения солей в подобном грунте носит черты зональности — рассоление достигается в начальной по ходу фильтрации прослойке при оставлении остальной массы грунта практически незатронутой выщелачиванием.

Приведенные случаи различия в фильтрации засоленных грунтов выявляются отличиями в ходе дополнительной осадки их, возникающей при выщелачивании солей, условно называемой нами «скрытой» просадочностью. Фильтрация стабильного и регрессирующего видов происходит с сильным развитием набухаемости грунта, препятствующим проявлению дополнительной осадки. Фильтрация же прогрессивного и неустойчивого видов указывает на рост пористости, превалирующей над развитием набухае-

мости, что при попутном ослаблении кристаллизационных связей должно вызвать нарастание дополнительной осадки грунта при выщелачивании солей. Этот процесс в некоторых случаях может существенно отразиться на работе каналов, проходящих в подобных грунтах, затрудняя нормальную их эксплуатацию.

Отсюда становится ясной необходимость проведения специальных исследований для изучения форм, размеров и темпов проявления скрытой просадочности в засоленных грунтах, а также с целью установления критерия последней. В соответствии с этим в лаборатории ТНИСГЭИ велись рекогносцировочные исследования в указанном разрезе. Объектами исследований являлись по преимуществу делювиальные грунты интенсивного гипсового засоления с содержанием гипса в пределах 5—40%. Часть работ была посвящена изучению лессовидных грунтов смешанного и даже чисто натриевого засоления. Исследования велись в два этапа: 1-й с образцами, подвергавшимися промывке в свободном, ненагруженном состоянии; после промывки образцы переносились в одометр для испытания на просадочность по обычной методике; второй этап исследований осуществлялся над образцами, дополнительная осадка которых устанавливалась в ходе промывки грунта под небольшими нагрузками.

Результаты этих исследований излагаются ниже.

1. Исследования грунтов, промывавшихся без нагрузки

Эти исследования велись над девятью образцами, из которых шесть были из делювильных суглинков, загипсованных до 30%, и три образца — из лессовидных суглинков смешанного засоления с содержанием солей до 6%. Все образцы были исследованы в ненарушенной структуре.

Большинство загипсованных грунтов изучалось в стадиях частичного рассоления. Критерием для оценки скрытой просадочности в этой серии экспериментов принималось превышение коэффициента относительной просадочности в рассоленном грунте над таковым в засоленном. Промывка образцов осложнялась явлениями механической суффозии.

Результаты исследований гипсоносных грунтов таков.

Тяжелый суглинок гажевого карьера, засоленный в пределах 17—22% и выщелоченный на 30—58% от общего солесодержания (рис. 1). Под влиянием прогрессирующего вымыва солей происходило постепенное нарастание дополнительной осадки от замачивания при давлении 2,5 *кг/см*^{2}.

Последовательные значения коэффициента относительной просадочности наблюдались следующие: $i = 0{,}01,\ 0{,}0175,\ 0{,}0565$. Тот же грунт, выщелоченный на 50% и испытывавшийся в подсушенном состоянии, дал небольшую величину коэффициента относительной просадочности ($i = 0{,}022$) с характерным переломом кривой уплотнения при нагрузке, равной 1,5 *кг/см*^{2}, т. е. еще до

замачивания. Этим обнаружилось разрушение структуры грунта в воздушносухом состоянии, что соответственно сказалось на понижении величины осадки при замачивании (рис. 2). Тот же грунт, выщелоченный в размере 36% и испытывавшийся на про-

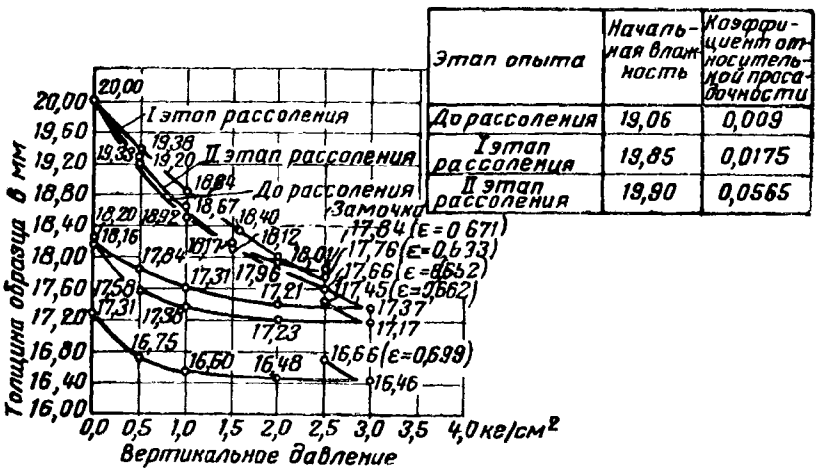


Рис. 1. Кривые просадочности гипсоносных грунтов гажевого карьера района Самгори; начальная влажность до рассоления 19,06%
I этап рассоления — 19,85% и II этап рассоления — 19,9%

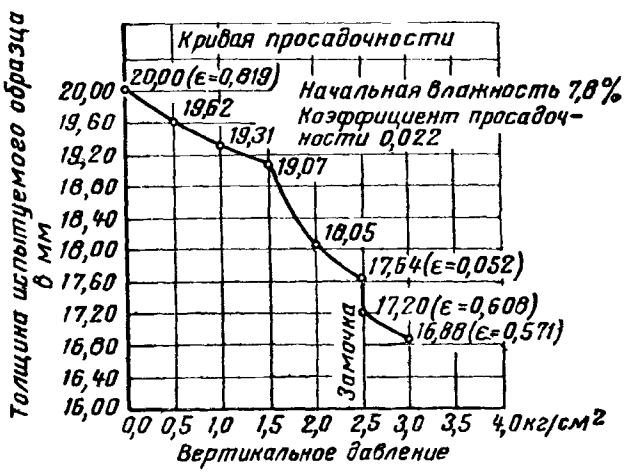


Рис. 2. Кривая просадочности гипсоносных грунтов гажевого карьера района Самгори (начальная влажность 7,8%), грунт обессоленный

садочность при исходном влагосодержании, равном 11%, дал еще более низкое значение коэффициента относительной просадочности — 0,007 (рис. 3). Повышенная исходная влажность грунта снизила силы сопротивления его сжимающим усилиям, почему основная часть осадки грунта произошла (так же, как и

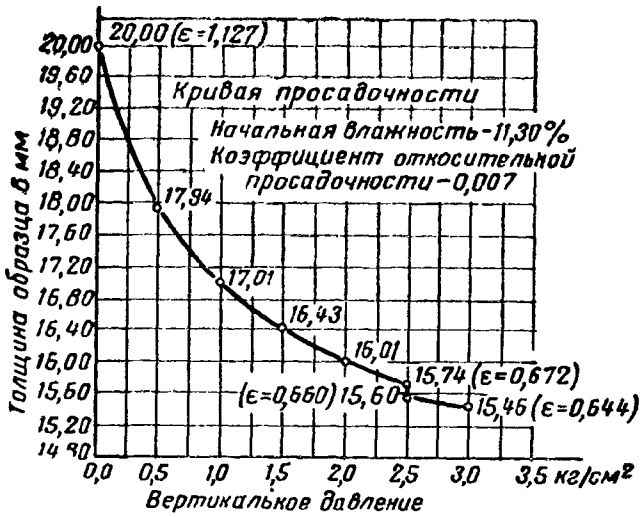


Рис. 3. Кривая просадочности гипсоносных грунтов гажевого карьера района Самгори (начальная влажность 11,3 %), грунт обессоленный

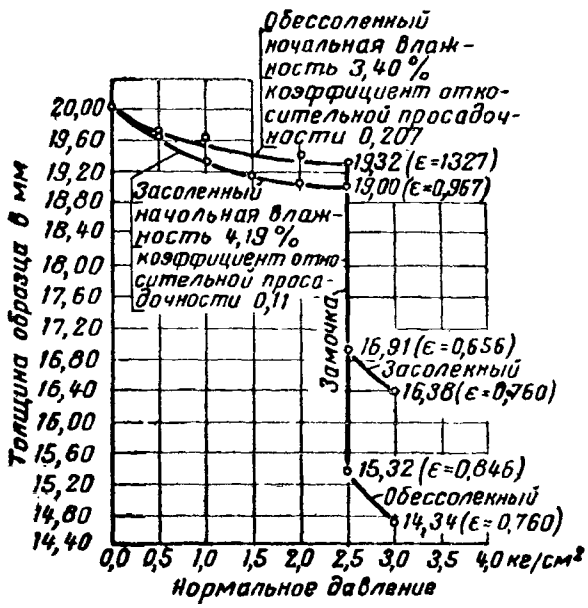


Рис. 4. Кривые просадочности сумгаитского лессовидного суглинка

в предыдущем образце) еще до замачивания. Во всех случаях объем удаленной соли превысил уменьшение объема грунта за счет дополнительной его садки.

Исследования над лессовидными суглинками смешанного засоления с содержанием солей 2,5—6% дали совершенно другие результаты. Так, в сумгаитском среднем суглинке удаление примерно 3% солей увеличило коэффициент относительной просадочности почти вдвое (с $i = 0{,}11$ до $i = 0{,}207$) (рис. 4). Очевидно, здесь сыграла роль «избыточная» пористость грунта, подвергшаяся обжатию после удаления солевого цемента.

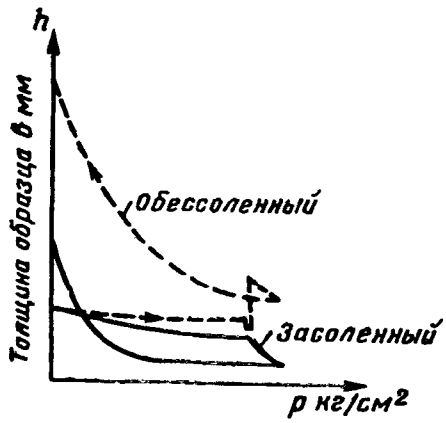


Рис. 5. Кривые просадочности мухрованской глины

Диаметрально противоположные показания дала мухрованская приозерная глина. В то время как при замачивании в засоленном состоянии она показала небольшую величину коэффициента относительной просадочности $i = 0{,}009$, после рассоления при замачивании под нагрузкой эта глина стала явно набухать, почему коэффициент относительной просадочности получил отрицательное значение: $i = -0{,}0272$ (рис. 5).

При удалении 14% общего количества солей произошло существенное увеличение пористости и в то же время значительно увеличилась дисперсность, влияние которой в опыте на просадочность получило преобладание.

Предварительные опыты, проведенные на первом этапе исследований скрытой просадочности, дали возможность, во-первых, установить факт роста дополнительной осадки, сопровождающей выщелачивание солей, а во-вторых, показали роль процессов, влияющих в том или ином направлении на развитие скрытой просадочности.

Этими процессами являются: увеличение общей пористости, ослабление кристаллизационных связей и увеличение дисперсности. В зависимости от соотношения между ходом этих процессов дополнительная осадка грунта получает то или иное выражение.

Попутно опытами обнаружено полное несоответствие между объемом удаленной соли и уменьшением объема грунта за счет осадки; уменьшение объема образца обычно (за исключением лессовидных грунтов) меньше объема вымытой соли. Это обусловливается как начальной влажностью испытуемого образца, так и степенью ослабления структурных связей из-за удаления солей, влияющих на интенсивность оседания грунта до и в момент замачивания. Это обстоятельство лишает возможности пользова-

ния при изучении скрытой просадочности общепринятыми для лессовидных грунтов приемами определения относительной просадочности. Последние не отражают сложного, одновременно идущего процесса выщелачивания и осадки, поэтому не могут дать материал для прогноза подобного явления.

С целью приближения условий опыта к реальной обстановке работы грунта в гидросооружениях рассоление должно вестись под непрерывно действующей нагрузкой с попутной фиксацией роста осадки. Подобный эксперимент и был проведен нами на втором этапе исследований скрытой просадочности.

2. Испытание грунтов с применением промывки под нагрузкой

Второй этап изучения скрытой просадочности при промывке грунтов под непрерывно действующей нагрузкой проводился с пятью грунтами гипсового и пятью — смешанного засоления. Исследования по последней группе еще не закончены, почему сообщаются лишь предварительные данные.

По гранулометрическому составу грунта гипсового засоления относятся к средним и тяжелым пылеватым суглинкам, содержащим соли в количестве от 5 до 40,7%.

В грунтах смешанного засоления имеется также пылеватая глина со степенью засоления 1—5,6%. Промывка грунтов ненарушенной структуры велась в простейшем фильтрационном приборе с приспособлениями для передачи давления и регистрации осадки. На гипсоносные грунты давалась нагрузка 0,1—0,3 *кг/см*^{2}, а на грунты смешанного засоления — 0,5—1 *кг/см*^{2}.

Результаты экспериментов по установлению зависимости между выщелачиванием солей из грунта и ходом осадки демонстрируются рис. 6, 7, 8 и 9. Рассмотрение этих рисунков дает основание для следующих выводов.

По группе гипсоносных грунтов

Графики зависимости осадки от выщелачивания солей даются для трех грунтов: 1) из плотины с содержанием гипса 12—16%; 2) из опытного котлована с содержанием гипса 30—40,7% и 3) из канала со степенью засоления 5%. Последний образец имеет макропористую структуру.

Рассмотрение графиков позволяет утверждать следующее (см. рис. 6, 7 и 8).

В ходе выщелачивания солей идет непрерывное и неравномерное нарастание осадки грунта.

Кривая роста осадки под малыми давлениями отстает от кривой выщелачивания. По грунту плотины это отставание за 160-дневный срок промывки достигло трехкратного размера.

Процесс оседания идет с чередованием периодов ускорения и замедления.

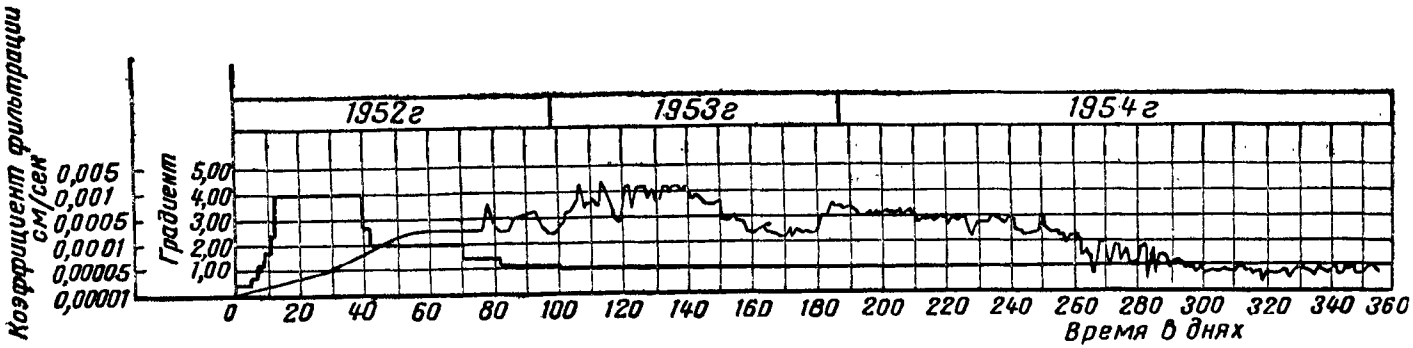


Рис. 6. График изменений коэффициента фильтрации при промывке засоленного грунта под нагрузкой 0,1 *кг/см²*. Плотина Самгори

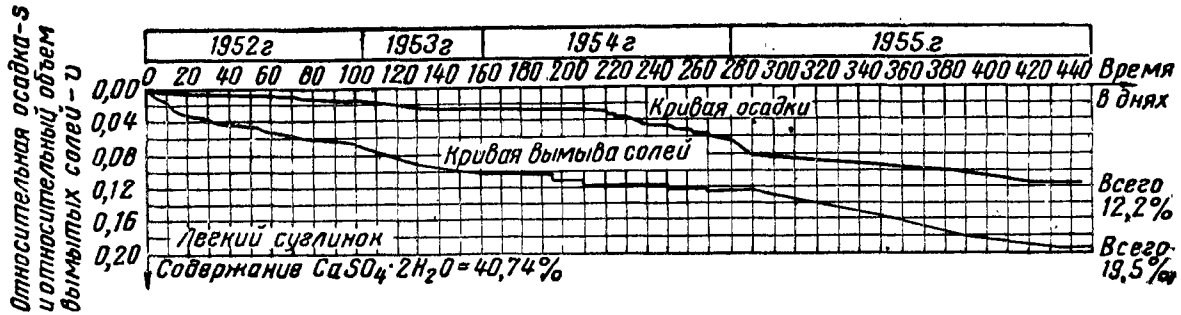


Рис. 7. График зависимости осадки засоленного грунта от вымыва солей под нагрузкой 0,1 *кг/см²*. Плотина Самгори

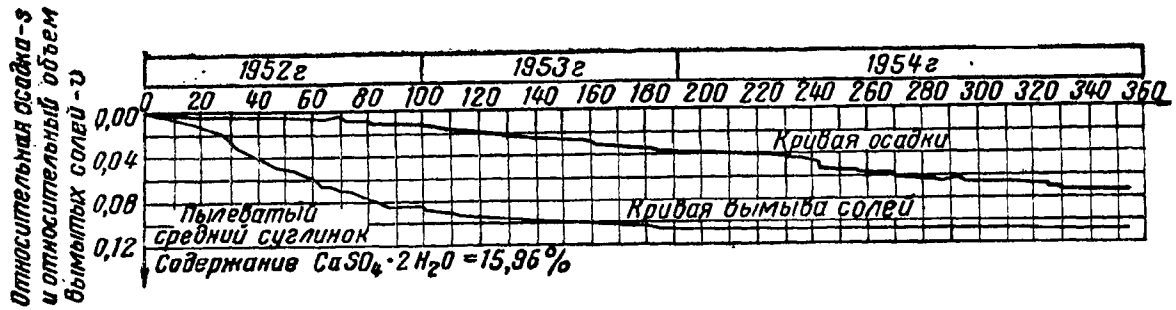


Рис. 8. График зависимости осадки засоленного грунта от вымыва солей под нагрузкой 0,1 *кг/см²*. Плотина Самгори, опытный котлован

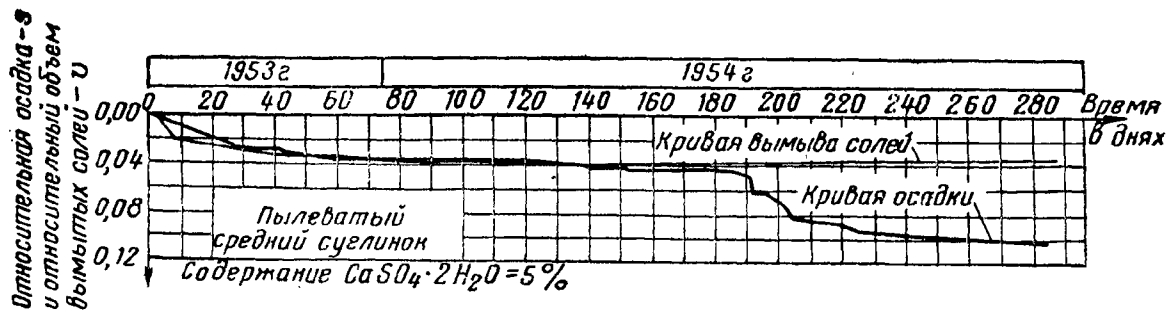


Рис. 9. График зависимости осадки засоленного грунта от вымыва солей под 0,1 *кг/см²*. Канал

К концу промывки грунта плотины ускорение сказалось на изменении соотношения между осадкой и объемом выщелоченной соли до полуторного, взамен трехкратного, на 160-й день промывки. В промытом полностью макропористом суглинке из канала вначале осадка развивалась синхронно выщелачиванию, но уже на 140-й день промывки кривая осадки круто обогнала кривую выщелачивания. Вследствие этого к концу промывки размер осадки в 2,5 раза превысил объем удаленных солей. Это объясняется наличием избыточной пористости, которая в начале испытания сохранялась за счет прочности гипсовой цементации. В дальнейшем прочность цементации резко снизилась за счет выщелачивания, и началась деформация уплотнения грунта.

Промывка грунта при градиентах порядка 0,2—0,4 вначале сопровождалась ростом фильтрационной способности, которая, однако, к концу опыта понизилась (рис. 9). Промывке сопутствовали процессы коллоидной, а иногда и механической суффозии.

Дополнительная осадка грунта от выщелачивания солей в нескольких случаях получилась весьма значительной, превысив для двух образцов грунта 10%. Проявление скрытой просадочности имело место при содержании гипса уже в 5%.

По группе грунтов смешанного засоления

Предварительные данные по трем грунтам — пылеватой глине из Мелари, тяжелым суглинкам из Джафархана и Уджары — указывают, во-первых, что фильтрация через эти грунты шла в замедленном темпе по причине их тяжелого гранулометрического состава, ввиду этого достичь полноты рассоления за 4 месяца не удалось, хотя грунты были засолены легкорастворимыми солями. Однако тенденция процесса выявилась в достаточной мере. В силу этого представляется возможным уже в настоящий момент сделать некоторые предварительные выводы.

В ходе выщелачивания солей здесь также наблюдается нарастание осадки грунта, которая отстает от объема вымытой соли, кроме одного образца, несмотря на то, что в данных опытах было применено более высокое давление (0,5—1 *кг/см*^{2}).

В отдельных случаях, однако, при содержании солей даже только в размере 1% имеет место превышение осадки над объемом удаленной соли (Уджари). Это, повидимому, объясняется избыточной пористостью, ликвидирующейся лишь после растворения солевого цемента.

Размер уплотнения грунта незначителен и не превосходит 1%, что объясняется, с одной стороны, малым содержанием солей, а с другой, сравнительно высокой глинистостью исследовавшихся образцов, обусловливающей проявление набухаемости, которая и тормозила осадку. Этому могли способствовать также

и обменные процессы, а именно вхождение натрия в поглощающий комплекс грунта в ходе промывки.

В силу малого содержания солей и отмеченной глинистости фильтрация грунтов носит по преимуществу затухающий характер.

Приведенные примеры испытания грунтов с разным составом засоления устанавливают общий факт отсутствия прямолинейной зависимости между осадкой и размером рассоления.

В связи с этим прогнозирование размеров осадки по содержанию солей недопустимо. Определение скрытой просадочности методом, принятым для лессовидных грунтов, как это было показано ранее в опытах I этапа исследований, также неуместно. Следовательно, единственно правильным будет определять скрытую просадочность непосредственно экспериментально — путем выщелачивания солей в приборе под нагрузкой, соответствующей проектной. Показателем скрытой просадочности в этом случае должно служить превышение общей осадки рассолившегося грунта над осадкой засоленного, с испытанием в обоих случаях путем насыщения образцов водой под нагрузкой.

В грунтах гипсового засоления при нашем эксперименте эта доля осадки не была обнаружена из-за малой величины примененного давления (0,1 *кг/см*^{2}). Иногда эти грунты даже разбухали во время насыщения. Грунты же смешанного засоления при большой нагрузке дали первоначальную осадку той или иной величины.

В заключение будет небезынтересным остановиться на вопросе о динамике пористости выщелачивающегося под нагрузкой засоленного грунта. Величина пористости его находится под влиянием двух противоположно действующих процессов: роста ее за счет освобождающихся от солей пор и сжатия грунта под действием нагрузки.

В случаях, примененных в экспериментах малых давлений на грунт, картина динамики пористости получается пестрой. В начальном этапе промывки преобладает влияние удаления солей, и пористость увеличивается. Далее, с ослаблением цементационных связей, способствующих сжатию грунта, начинает доминировать влияние нагрузки, и пористость грунта идет на снижение. Правда, эта закономерность прослеживается не повсюду — в грунте опытного котлована, например, после снижения вновь наступает период роста пористости, вызванного замедлением осадки на последнем этапе незакончившегося выщелачивания гипса.

Выводы

В результате получения данных по изучению влияния выщелачивания солей на просадочные свойства грунта приходим к следующим основным положениям.

1. В процессе фильтрации воды через засоленный грунт в нем неизбежно происходит растворение солей с выносом их. В грунтах легкого и среднего гранулометрического состава, имеющих прогрессивный или неустойчивый вид фильтрации, растворение солей, даже при небольших удельных давлениях, способствует росту дополнительной осадки грунта.

2. Этот рост осадки аналогичен таковому, происходящему при замачивании лессовидного грунта под нагрузкой, отличаясь, однако, от последнего длительностью протекания процесса. Ввиду этого (в отличие от явной просадочности) данная форма называется нами скрытой просадочностью.

3. Указанная форма просадочности проявляется с большей или меньшей интенсивностью в грунтах в зависимости от двух противоположно влияющих процессов: удаления солей, способствующего росту пористости и ослаблению солевой цементации, с одной стороны, и возрастания дисперсности, благодаря удалению дегидратирующих электролитов солей, с другой. Преобладание влияния последнего процесса может в некоторых случаях привести даже к набуханию грунта, взамен его уплотнения.

4. Масштаб проявления скрытой просадочности обусловливается также составом и степенью засоления. Особенно значительного развития он достигает в гипсоносных и лессовидных грунтах, тогда как грунты смешанного засоления при обычных степенях засоления не дают опасного для гидротехнического строительства развития скрытой просадочности.

5. Опыты не показали прямой зависимости между объемом выщелоченной соли и размером осадки. Это соотношение между ними зависит от величины действующего на грунт удельного давления.

6. Скрытую просадочность следует определять экспериментальным путем по кривой осадки рассоляющегося грунта, находящегося под проектным и удельным давлением и напором. Показателем скрытой просадочности явится превышение общей осадки выщелоченного грунта над осадкой, полученной в момент первоначального насыщения его водой.

7. Следует учитывать, что при режиме фильтрации неустойчивого вида выщелачивание солей может повлечь за собой механическую суффозию, которая осложнит процесс оседания грунта.

В заключение отметим, что борьба с просадочностью в процессе выщелачивания солей должна вестись путем применения гидроизоляционных устройств, замедляющих этот процесс. Последнему, в частности, может способствовать разработанный ТНИСГЭИ способ поверхностной пропитки грунта парафино-мазутной смесью.

Сущность этого способа сводится к созданию поверхностной защитной корки на грунте, что достигается поливом его смесью

мазута с парафином, добавляемым в количестве от 5 до 10%. При температуре 60—70° эта смесь легко проникает в лессовидный грунт на глубину 8—12 *см* и создает гидрофобизацию этого слоя с упрочением его структуры и улучшением ряда строительных качеств. В результате такой пропитки резко падает водопроницаемость, сильно снижается просадочность и значительно возрастает механическая прочность; в связи со снижением водопроницаемости грунт становится суффозионно-устойчивым. Смесь мазута с парафином закрепляется в грунте прочно и не подвергается в дальнейшем вымыву из него. Испытания в лабораторной и полупроизводственной обстановке показали пригодность этого способа повышения устойчивости лессовидных просадочных и гидрохимических неустойчивых грунтов.

Следует отметить, что данный метод имеет ограничение применяемости его определенной температурно-влажностной обстановкой: так, при низких температурах или при высокой влажности грунта смесь в него не проникает. Пока данный способ разработан лишь в стадии лабораторного и полупроизводственного опыта. Испробование его в производственных условиях — задача ближайшего будущего.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

М. П. Семенов — Задачи изучения выщелачивания и растворения горных пород при проектировании гидротехнических сооружений . . 6

О. Я. Самойлов — Современные представления о структуре воды и водных растворов электролитов 11

Д. С. Соколов — О связях между растворяющей способностью и структурой водных растворов 22

В. А. Приклонский, Н. А. Окнина — Диффузионное выщелачивание глинистых пород и его влияние на их физико-механические свойства . 31

А. Е. Орадовская — Фильтрационное выщелачивание дисперсно распределенного гипса из песчано-глинистых пород 46

Н. Н. Маслов, В. Г. Науменко — Условия устойчивости напорных сооружений на загипсованных толщах 71

Н. Н. Веригин — О кинематике растворения солей при фильтрации воды в грунтах 84

С. А. Роза — О роли начального градиента в процессах фильтрации через растворимые горные породы 114

И. С. Федоров — Моделирование прочности грунтов при вымывании воднорастворимых солей 122

А. И. Грот, В. П. Шульгина — Строительные свойства засоленных грунтов 133

П. Ф. Мельников — Влияние рассоления на некоторые свойства засоленных грунтов Туркменской ССР 157

М. К. Терлецкая — К вопросу суффозионной устойчивости засоленных гипсом грунтов в гидротехнических сооружениях 161

А. Е. Орадовская — Изменение фильтрационных свойств засоленных пород при длительной фильтрации 175

А. Н. Глазь, Л. А. Морозова — О влиянии выщелачивания солей на деформируемость и прочность лессовидных грунтов оснований гидротехнических сооружений 186

О. Е. Добровинская — Некоторые данные о сопротивлении сдвигу засоленных глинистых грунтов 200

П. Ф. Мельников, В. В. Почуева — Методика раздельного определения гипса и легкорастворимых сульфатов в засоленных грунтах . . 208

С. С. Морозов — Изменение гранулометрического состава и физических свойств осадочных пород в результате засоления их натриевыми солями и последующего выщелачивания 213

С. С. Морозов — Изменение химического состава, физических и физико-химических свойств магматических горных пород и минералов при взаимодействии с водными растворами 222

Л. Н. Ломизе, Н. А. Клапатовская — Проявление скрытой просадочности засоленных грунтов в процессе выщелачивания солей . . 253

СПИСОК ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
32	25-я сверху	Н. А. Окиной	Н. А. Окниной
56	Подпись к рис. 8	T—время выщелачивания	t—время выщелачивания
60	7-я снизу	[6]	[5]
65	5-я »	$W = \frac{6\zeta_0}{r}\left\{\text{th}\right.$	$W = \frac{\delta\zeta_0}{r}\left\{\text{th}\right.$
85	13-я »	$k\frac{\omega_s}{v_s}\gamma = \text{const}$	$k\frac{\omega_s}{v_s} = \gamma = \text{const}$
89	21-я сверху	$\zeta_0 = \frac{\pi}{6}[(d_1+h_0)^3 - d_1]n$	$\zeta_0 = \frac{\pi}{6}[(d_1+h_0)^3 - d_1^3]n$
92	Табл. 1 графа 3-я слева, строка 4-я снизу	$\text{Nu} = 1{,}08\text{Re}^{1/3}\text{Pr}^{1/3}(\text{Re}>1)$	$\text{Nu}=1{,}08\text{Re}^{1/3}\text{Pr}^{1/3}(\text{Re}<1)$
92	21-я снизу	$\text{Pr} = \frac{\nu}{d}$	$\text{r} = \frac{\nu}{D}$
93	11-я »	$k = A\left(\frac{D^4}{\nu}\right)\left(\frac{v}{md}\right)^{1/2} + \chi\frac{D}{d}$	$k = A\left(\frac{D^4}{\nu}\right)^{1/6}\left(\frac{v}{md}\right)^{1/2} + \chi\frac{D}{d}$
127	8-я »	где Z	где L

Зак. 87