

М. П. ЛЫСЕНКО

СОСТАВ
И ФИЗИКО-
МЕХАНИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГРУНТОВ

М. П. ЛЫСЕНКО

СОСТАВ
И ФИЗИКО-
МЕХАНИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГРУНТОВ

*ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ*



МОСКВА «НЕДРА» 1980 г.

УДК 624.131.1

Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. Изд. 2-е, перераб. и доп.— М.: Недра, 1980.— с. 272.

Во втором издании (изд. 1-е — 1972 г.) расширены данные о составе (химическом, минеральном и гранулометрическом), текстурных и структурных, физико-химических и физико-механических свойствах основных типов грунтов — скальных, полускальных, крупно-обломочных, песчаных, глинистых, лёссовых, торфов и сапропелей, илов и техногенных образований. Указаны общие черты, характерные для каждого из указанных типов грунтов. По петрографическим, литолого-генетическим и генетическим признакам выделены виды и разновидности грунтов, рассмотрены их специфические особенности, состав и свойства. Отмечено влияние генезиса на текстурно-структурные признаки, физические, прочностные и деформационные свойства грунтов. Показана роль выветривания в изменении свойств грунтов. Дана общая инженерно-геологическая оценка грунтов как оснований и вместилищ сооружений, а в некоторых случаях и как строительных материалов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов — геологов, грунтоведов, гидрогеологов, строителей, дорожников, мелиораторов, а также для студентов и аспирантов вузов.

Табл. 31, ил. 61, список лит.— 204 назв.

Михаил Павлович Лысенко

СОСТАВ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Редактор издательства Л. И. Березовская
Переплет художника А. Е. Чучканова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. С. Сычева
Корректор Г. Г. Большова

ИБ № 1402

Сдано в набор 06.11.79. Подписано в печать 02.02.80 Т-04872. Формат 60 × 90/16. Бумага № 2 типографская. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 17.0. Уч.-изд. л. 19. №3. Тираж 7800. Заказ 404/6474-2. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Харьковская книжная фабрика «Коммунист» республиканского производственного объединения, «Полиграфкинг» Гөзкомиздата УССР, 310012, Харьков-12, Энгельса. 11

20806—090
Л 043(01)—80 42—80 1904060000

© Издательство «Недра», 1980

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геология тесно связана с хозяйственной деятельностью. Она стимулируется главным образом необходимостью прогноза, разведки и добычи полезных ископаемых, потребляемых народным хозяйством во все более возрастающем объеме. С другой стороны, необходимость геологического обеспечения различных видов строительства и многих инженерных воздействий человека на природу вызвали бурное развитие инженерной геологии и грунтоведения.

Под грунтами в настоящее время понимают разнообразные горные породы и осадки (например, илы). Почвы также можно отнести к грунтам, если они рассматриваются не с точки зрения плодородия, а как объект инженерно-мелиоративного воздействия или как основания сооружений при дорожном и аэродромном строительстве.

Грунтоведение является основным разделом инженерной геологии. В свою очередь грунтоведение за последние 30—35 лет дифференцировалось на ряд научных дисциплин, среди которых выделяется и регионально-генетическое грунтоведение. Задачей этой дисциплины является преимущественно изучение состава, физико-механических свойств, инженерно-геологических особенностей и распространения в пределах СССР различных литолого-генетических типов и комплексов грунтов.

Литература, посвященная вопросам регионально-генетического грунтоведения, весьма обширна. Тем не менее обобщающих работ сравнительно мало. Для своего времени важное значение имели труды В. И. Батыгина [1938], К. И. Лукашева [1939], Н. Н. Маслова, И. В. Попова [1941] и особенно В. А. Приклонского [1952]. В последнее время ценные сведения о составе и свойствах грунтов были приведены в книгах В. Д. Ломтадзе [1970], С. С. Морозова [1965], И. В. Попова [1961, 1965] и Е. М. Сергеева [Грунтоведение, 1971]. Но и эти работы полностью не восполняют пробел в литературе о грунтах различных литолого-генетических типов.

Первое издание настоящей книги (1972 г.) получило положительную оценку. Оно быстро разошлось и спрос на него оказался неудовлетворенным. Во второе издание книги включены новые

сведения, многочисленные литературные данные и частично материалы автора, учтены по возможности некоторые замечания читателей и рецензентов, текст подвергся общей переработке. Автор не претендует на исчерпывающее изложение предмета. Более того, вследствие ограниченности объема книги многие известные автору материалы не могли быть использованы.

Много ценных замечаний сделано В. М. Бевзюком, Е. Н. Богдановым, Н. Н. Верзилиным, М. С. Дюфуром, П. Л. Ивановым, А. А. Каганом, С. С. Корчуновым, Н. Н. Морарескулом, Г. Ф. Новожиловым, И. Е. Рудневой, В. И. Савельевым, В. С. Самариной, Г. М. Саранчиной, С. И. Скибой, В. П. Сипидиным, М. А. Шапошниковым, Н. Ф. Шинкаревым, П. И. Фадеевым. Большую помощь в подготовке рукописи к печати оказали М. Г. Брянцева и С. И. Кабанова. Всем указанным лицам автор весьма благодарен.

Замечания по книге просьба направлять по адресу: 199164, Ленинград, В-164, Университетская набережная, дом 7/9, Ленинградский университет, геологический ф-т, кафедра грунтоведения и инженерной геологии.

Горные породы издавна изучаются как основания и вместилища сооружений и как строительные материалы. В СССР такое изучение получило значительный стимул в связи с началом осуществления в 1929 г. грандиозного плана индустриализации страны. Однако необходимость изучения разнообразных горных пород в инженерно-геологическом аспекте стала особенно очевидной в послевоенный период, когда в нашей стране с невиданным ранее размахом стало развиваться промышленное и гражданское строительство (создание крупных гидроэлектростанций, водохранилищ, оросительно-обводнительных мелиоративных систем, метро, аэродромов, широкой сети автомобильных и железных дорог).

Грунтоведение в СССР в отличие от так называемой геотехники, является наукой геологического цикла, базирующейся на генетическом подходе к грунтам, т. е. на учете их генезиса, понимаемого в широком смысле слова (собственно генезис и условия последующего геологического существования). Грунты следует рассматривать как естественные геологические тела, которые являются вместе с тем многофазными системами, во многих случаях полидисперсными и полиминеральными, состав и свойства которых изменяются во времени. Изучение грунтов ведется на широкой историко-геологической основе с применением разнообразной методики. В условиях естественного залегания грунты изучаются полевыми методами. В последние годы получили широкое распространение новые методы полевых исследований (пенетрационные, геофизические, радиометрические), позволяющие получать важные количественные характеристики грунтов.

Однако большое значение имеют и лабораторные методы. В лаборатории изучают химический, минеральный и гранулометрический состав, физико-химические, физические, водно-физические и механические свойства, необходимые как для общей инженерно-геологической характеристики грунтов, так и для расчета сооружений. Объем и относительная роль полевых и лабораторных методов зависят от сложности инженерно-геологических условий, типа грунтов и характера проектируемых сооружений.

В итоге комплексного изучения можно составить представление

о составе, текстуре, структуре и свойствах грунтов. Анализ полученных данных и учет общей инженерно-геологической обстановки позволяют дать прогноз тех изменений в составе и свойствах грунтов, которые будут происходить при строительстве и эксплуатации сооружений. В случае необходимости следует рекомендовать меры по улучшению свойств грунтов методами технической мелиорации.

При инженерно-геологических исследованиях важное значение имеют систематическое описание и изучение отдельных литолого-генетических типов и комплексов грунтов как естественноисторических образований, характеризующихся вместе с тем и региональными (провинциальными) особенностями. Исследования затруднены, если это описание отсутствует и не выявлены закономерности изменения состава и свойств грунтов в плане (по простиранию), с глубиной и во времени.

В книге рассмотрены состав, физико-механические свойства и текстурно-структурные отличия основных литолого-генетических типов грунтов, обычно выделяемых в инженерно-геологических и строительных классификациях.

ГЛАВА I

СКАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ

ОБЩАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

К скальным грунтам относятся породы с пределом прочности на сжатие в водонасыщенном состоянии более 5 МПа, имеющие водостойкие жесткие связи между зернами. Это изверженные, метаморфические и прочные осадочные породы (известняки, доломиты, песчаники и др.). По временному сопротивлению одноосному сжатию $R_{сж}$ (в МПа) в водонасыщенном состоянии скальные грунты разделяют (по СНиП II-15—74) на следующие разновидности: очень прочные (> 120), прочные (120—50), средней прочности (50—15), малопрочные (15—5).

По прочности скальные грунты близки к металлам и бетонам. Однако они не изотропны, поскольку сложены обычно разными минералами, часто характеризуются слоистостью, сланцеватостью и трещиноватостью.

Скальные породы разделяются на спаянные и сцементированные. В спаянных породах зерна находятся в непосредственном контакте и срастаются друг с другом. К ним относятся изверженные и метаморфические породы, хемогенные известняки и доломиты. В сцементированных породах, например песчаниках, связь между зернами осуществляется посредством цемента. Прочность сцементированных пород зависит от состава цемента и характера заполнения им пор, но в некоторых случаях и от состава зерен. Наиболее прочен и устойчив кремнистый цемент (кварц, халцедон, опал), существенно ниже прочность известкового цемента, наименее прочен глинистый цемент. Возможны различные сочетания между прочностью зерен, цемента и связей между цементом и зернами.

Скальные породы малопористы (обычно до 1—3%) *, практически несжимаемы и нерастворимы в воде, невлагоемки, водонепроницаемы только по трещинам. Показатели механических свойств их весьма высокие. Однако скальные породы, особенно в верхней части массивов, трещиноваты. Кроме первичных трещин (трещины отдельностей и тектонические) выделяют трещины выветривания, гравитационные и так называемые трещины разгрузки. Горные породы в массивах находятся в напряженном состоянии. При

* Некоторые разновидности карбонатных пород обладают значительно большей пористостью.

вскрытии котлованов, проходке шахт, туннелей и при размыве долины рекой в породах возникают новые трещины, а уже имеющиеся несколько расширяются, так как гравитационные и тектонические напряжения отжимают горные породы в сторону свободного пространства. Зона разгрузки в сторону речных долин достигает 15—50 м. Горизонтальные трещины разгрузки обнаружены, например, в гранитах и диабазе, залегающих в основании соответственно Красноярской и Братской ГЭС [Прочухан, 1964]. Поверхностный слой пород, в котором обнаруживаются подобные трещины, называется зоной разгрузки. Наблюдаемые иногда значительные осадки скальных оснований объясняются сжатием этих трещин.

Трещины могут быть открытые и закрытые, различной протяженности, с ровной или неровной поверхностью, выполненные мелкоземистыми продуктами выветривания или пустыми, различными по ширине раскрытия (от сотых долей сантиметра до 10 см и более). По величине угла падения различают трещины горизонтальные (0—10°), пологие (10—35°), наклонные (35—45°), крутопадающие (45—80°), вертикальные (80—90°). Если трещины параллельны друг другу, они пересекают скальный массив на блоки (различной величины и формы), находящиеся друг с другом в зацеплении. Несмотря на трещиноватость, скальные массивы рассматриваются как квазиоднородная (сплошная) среда. Модель дискретной среды принимается иногда по отношению к массивам, сложенным очень трещиноватыми породами.

Трещиноватость существенно повышает водопроницаемость, уменьшает устойчивость массивов скальных грунтов, увеличивает первичную неоднородность их свойств. При инженерно-геологических изысканиях изучают частоту трещин, их ширину, глубину, протяженность, азимут и угол падения, характер заполнителя [Нейштадт, Пирогов, 1969].

Для количественного учета трещиноватости предложены различные показатели. О трещиноватости можно, например, судить по коэффициенту трещинной пустотности $K_{т.п.}$, под которым понимают отношение площади трещин к площади породы в любой плоскости. По коэффициенту $K_{т.п.}$ (в %) породы разделяют на: слаботрещиноватые (< 2), среднетрещиноватые (2—5), сильнотрещиноватые (5—10) и весьма сильнотрещиноватые (10—20). По ширине (раскрытию) выделяют (в мм): трещины тонкие (< 1), мелкие (1—5), средние (5—20), крупные (20—100) и очень крупные (> 100). Между размером трещин и коэффициентом $K_{т.п.}$ существует связь.

Кроме трещиноватости на прочность и устойчивость горных пород существенное влияние оказывает способность минералов к выветриванию. Наиболее устойчивы кварц и мусковит, в значительно меньшей мере — биотит. Полевые шпаты в зависимости от состава имеют различную устойчивость. Наименее устойчивы основные плагиоклазы, в них часто отмечают микротрещины, охристые пятна и другие признаки выветрелости. Амфиболы и пиро-

клены слабо выветриваются. Малоустойчив оливин, он разбит микротрещинами, окаймленными бурыми пятнами окислов железа. При выветривании пирита образуется серная кислота, интенсифицирующая процесс разложения минералов. Вблизи промышленных центров и железнодорожных узлов атмосфера обогащена различными газами (CO , CO_2 , SO_2 и др.), что способствует процессу выветривания.

В скальных породах выделяют монолитную, глыбовую, мелкообломочную и тонкораздробленную зоны выветривания [Коломенский, 1952]. Под степенью выветрелости $K_{в.с.}$ понимают отношение объемных масс выветрелой и невыветрелой породы (грунта). По величине $K_{в.с.}$ скальные породы различаются следующим образом: невыветрелые (монолитные) — $K_{в.с.} = 1$ (породы залегают в виде сплошного массива); слабовыветрелые (трещиноватые) — $1 > K_{в.с.} \geq 0,9$ (породы залегают в виде несмещенных глыб); выветрелые — $0,9 > K_{в.с.} \geq 0,8$ (скопления кусков породы, переходящие в трещиноватую скалу); сильновыветрелые (рухляки) — $K_{в.с.} < 0,8$ (массив сложен отдельными кусками пород).

Механические свойства невыветрелых скальных пород намного превышают требования, которые предъявляют к естественным основаниям гражданских и промышленных сооружений. При гидротехническом строительстве скальные породы детально исследуют с точки зрения водопроницаемости и механических свойств для определения типа и размеров противофильтрационных систем, при сооружении шахт, туннелей и выемок, а также для решения ряда вопросов устойчивости оснований сооружений, рудничной геологии и горного дела.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Физико-механические свойства скальных пород зависят от их минерального и петрографического состава, текстуры и структуры. Поэтому перед изучением физико-механических свойств необходимо выяснить состав пород, размер и форму зерен, степень равномерности, установить наличие стекловатой массы, описать следы выветрелости. Для цементированных пород изучают состав цемента и тип цементации. В известняках и доломитах, кроме микроскопического их изучения, определяют состав и количество растворимых составляющих, степень доломитизации породы и содержание нерастворимого в HCl остатка.

В кратком петрографическом описании образцов, основанном на визуальных признаках, отмечают: а) окраску породы; б) особенности структуры и текстуры (крупность зерен, степень равномерности, слоистость, сланцеватость и т. п.); в) главные породообразующие и второстепенные минералы; г) степень выветрелости; д) состав цемента (для осадочных пород).

Свойства скальных пород определяют в специальных лабораториях, где должны быть приборы для изготовления образцов

правильной геометрической формы (обычно цилиндра или куба). От тщательности изготовления образцов существенно зависят результаты испытаний.

Физические свойства

Плотность скальных пород колеблется от 2500 до 3300 кг/м³. Повышенной плотностью характеризуются основные и ультраосновные породы (габбро, базальты, перидотиты и др.).

Объемная масса скальных пород — это масса породы в единице объема. Для пород, обладающих очень небольшой пористостью, значения плотности, объемной массы грунта и объемной массы скелета грунта практически совпадают. Низкими значениями объемной массы характеризуются некоторые вулканические породы и слабые органогенные известняки.

Пористость интрузивных и многих метаморфических пород небольшая (от долей процента до 1—3%, редко более). Вулканические породы имеют более высокую пористость; наиболее значительной (до 35—45%) пористостью обладают некоторые разновидности известняков и доломитов.

Для скальных пород различают пористость общую, открытую и закрытую. Общую пористость n (в %) вычисляют по плотности и объемной массе породы. В общую пористость входит открытая и закрытая пористость. При открытой пористости поры сообщаются друг с другом и с поверхностью породы; ее определяют по способности образца поглощать воду. В открытой пористости следует различать тонкую (субкапиллярную) пористость и более крупную. Закрытую пористость рассчитывают по разности между общей и открытой пористостью; она указывает на тот объем породы, который приходится на поры, не сообщающиеся с атмосферой.

Определение водопоглощения и водонасыщения необходимо для выявления соотношения между различными видами пористости в скальных грунтах, их морозостойкости и степени утраты прочности под влиянием воды. Чем больше порода впитывает воду, тем сильнее проявляется размягчающее ее действие на связь между отдельными зернами и тем меньше морозостойкость породы.

Водопоглощение W_v (в %) — способность породы впитывать воду при атмосферном давлении; оно определяется как отношение массы поглощенной воды к массе абсолютно сухой породы. Водопоглощение можно характеризовать так же, как отношение объема воды, поглощенной породой, к ее объему. Объемное водопоглощение соответствует объему открытых крупных пор.

Водонасыщение W_0 (в %) в отличие от водопоглощения характеризует максимальную способность породы впитывать воду. При водонасыщении вода входит не только в крупные, но и в мелкие поры, заполняет практически весь объем открытых пор. Водонасыщение определяют различными способами: при давлении ниже атмосферного, при кипячении и при высоких давлениях.

Общая пористость n всегда выше, чем объемное водонасыщение W'_0 , а последнее больше, чем объемное водопоглощение $W'_в$.

$$n > W'_0 > W'_в.$$

Разница между величинами объемного водонасыщения и объемного водопоглощения равна объему наиболее мелких пор, в которые свободная вода не проникает. Разница между общей пористостью и объемным водонасыщением соответствует объему закрытых пор

$$n - W'_0 = \text{объему закрытых пор.}$$

Под коэффициентом водонасыщения K_s понимают отношение между величинами водопоглощения и водонасыщения;

$$K_s = \frac{W'_в}{W'_0}.$$
 Коэффициент водонасыщения показывает, какую часть

общего объема открытых пор породы составляют крупные поры, в которые вода попадает при обычных условиях увлажнения. Этот коэффициент используют для косвенной оценки морозостойкости скальных пород. При понижении температуры ниже 0°C замерзающая в крупных открытых порах вода, расширяясь в объеме, проникает в мелкие поры. При значении $K_s < 0,8$ — порода морозостойка; при $K_s > 0,8$ — менее морозостойка, так как объем узких пор мал для расширяющейся при замерзании воды, и цельность породы нарушается.

Под морозостойкостью понимают способность скальных пород выдерживать в водонасыщенном состоянии многократное попеременное замораживание и оттаивание. Определение морозостойкости обязательно при строительной оценке скальных пород. Морозостойкость определяют методом качественной ее оценки по коэффициенту водонасыщения, способом попеременного замораживания и оттаивания, испытанием на сохранность.

При способе попеременного замораживания и оттаивания воздушно-сухие образцы правильной формы насыщают водой, помещают в морозильную камеру с температурой -20°C ($\pm 2^\circ$) и выдерживают в ней 4 ч. Затем образцы опускают на 4 ч в воду комнатной температуры. Подобных циклов испытания проводят 10—50 и более (до 300) в зависимости от характера работы камня в сооружении и от климатических условий района. После проведения испытаний описывают нарушения образцов и определяют отношение потери массы образца к его первоначальной массе.

Результаты испытаний зависят от степени водонасыщения образцов. Поэтому сравнение пород по морозостойкости возможно лишь, если они имеют одинаковые пористость и степень водонасыщения. Порода морозостойка, если после испытания относительная потеря в массе не превышает 5%.

При испытании на сохранность воздушно-сухие образцы скальной породы погружают в насыщенный раствор Na_2SO_4 на 20 ч, а затем высушивают при температуре $105-110^\circ\text{C}$ в течение 4 ч.

Образующиеся при этом кристаллы $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ оказывают давление на стенки пор аналогично давлению замерзающей воды. Проводят пять подобных циклов. Результаты испытаний оценивают так же, как и при способе попеременного замораживания и оттаивания, при этом они, как правило, указывают на более низкую морозостойкость, чем при попеременном замораживании и оттаивании.

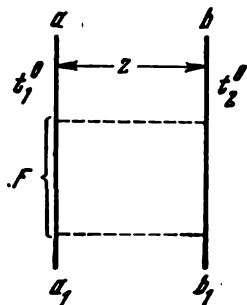


Рис. 1. Схема к определению понятия «теплопроводность»

Коэффициент морозостойкости K_m . После испытания на морозостойкость повреждения образца часто не заметны, но прочность его при этом снижается. Степень уменьшения прочности характеризуется коэффициентом морозостойкости

$$K_m = \frac{R'_{сж}}{R_{сж}} 100,$$

где $R_{сж}$ и $R'_{сж}$ — пределы прочности на сжатие образца соответственно до и после испытаний на морозостойкость.

Понижение сопротивления сжатию до 10% после цикла попеременного замораживания и оттаивания считается нормальным, при $K_m < 75\%$ порода морозонестойка.

Под теплопроводностью понимают способность тела передавать тепло от одной своей поверхности к другой. При наличии разности температур на граничных поверхностях тела ($t_1 - t_2 > 0$) от одной поверхности ($a - a'$) к другой ($b - b'$) за время T переносится некоторое количество тепла Q . Оно прямо пропорционально коэффициенту теплопроводности η , времени T (в с), площади поверхности F (в м^2), разности температур $t_1 - t_2$ (в К) и обратно пропорционально толщине тела z (в м) (рис. 1)

$$Q = \frac{\eta T F (t_1 - t_2)}{z},$$

отсюда

$$\eta = \frac{Qz}{TF (t_1 - t_2)} \frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot \text{К}}.$$

Коэффициент теплопроводности η — количество тепла (в Дж), переносимого через площадь 1 м^2 при толщине слоя 1 м за 1 с и при разности температур на граничных поверхностях слоя, равной 1 К .

Теплопроводность твердой, жидкой и газообразной фаз грунта различна. Наименьший коэффициент теплопроводности имеет воздух (0,021), в 28 раз он больше для воды (0,588); значения его для твердой фазы грунтов еще выше (0,42—4,2).

Теплопроводность скальных пород зависит от их пористости и влажности. Чем больше объем пор, не занятых водой, тем меньше теплопроводность. С увеличением влажности породы ее тепло-

проводность повышается; максимальную теплопроводность порода имеет при полном водонасыщении.

Теплоемкость — свойство тел поглощать тепло при нагревании. Мерой ее служит удельная теплоемкость C (количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг вещества тела на 1 К

$$C = \frac{Q}{g(t_1 - t_2)} \frac{\text{Дж}}{\text{кг} \cdot \text{К}},$$

где Q — количество тепла, Дж; g — масса вещества, кг; $(t_1 - t_2)$ — разность температур, К.

Под объемной теплоемкостью C_V понимают количество тепла, потребное для нагревания 1 м³ вещества на 1°С. Объемная теплоемкость равна произведению теплоемкости C на величину объемной массы скелета $\gamma_{\text{ск}}$ породы. Для воды при 20°С $C_V = C = 420$ Дж/(кг·К). Вода имеет наибольшую удельную теплоемкость. Для различных горных пород удельная теплоемкость составляет 756—924 Дж/(кг·К). Удельная теплоемкость льда равна 210 Дж/(кг·К), что в 2 раза меньше удельной теплоемкости воды. Для воздуха величина C ничтожна (1,285). Чем суше порода, тем меньше ее теплоемкость. Увлажнение увеличивает теплоемкость породы. Амплитуда колебаний температуры на поверхности породы снижается с увеличением ее теплоемкости.

Механические свойства

Различают прочность на сжатие, растяжение, изгиб, скалывание, удар, истирание, износ. В инженерно-геологической практике наиболее распространено испытание на сжатие. Предел прочности на сжатие характеризуется временным сопротивлением сжатию, т. е. напряжением, которое действует в момент разрушения породы. Механические свойства образцов определяют в лаборатории. Для суждения о прочности и устойчивости массивов горных пород важнейшее значение имеют текстурные факторы (трещиноватость, слоистость и т. п.). Массивы горных пород рассматривают как квазисплошные тела. Трещиноватость обуславливает погрешности в решении задач методами механики сплошной среды, однако они не превосходят допустимых пределов. Изменение механических свойств в различных точках массивов связано в первую очередь со слоистостью пород. Стабильность механических свойств оценивается коэффициентом вариации, определяемым статистическими методами. Для металлов коэффициент вариации составляет 5,5—6,5%, для горных пород в пределах каждого слоя он достигает 15% [Руппенейт, 1956], а в некоторых случаях и более значительной величины.

Предел прочности на сжатие $R_{\text{сж}}$ определяют на цилиндрических образцах (или кубиках) высотой, в 1,5—2 раза превосходящей диаметр. Из-за петрографической неоднородности породы, неточности изготовления образцов и микротрещиноватости колебания при параллельных определениях предела

прочности могут достигать $\pm 10\text{--}20\%$ от средней величины $R_{сж}$. В образцах большого размера более вероятно присутствие микротрещин, существенно понижающих механическую прочность, поэтому предел прочности их меньше, чем небольших образцов. Предел прочности на сжатие зависит также от минерального состава, структуры, характера связи между зернами, степени выветрелости, скорости приложения нагрузки, формы образцов.

Наибольшей прочностью обладают мелко- и равномернозернистые кристаллические породы с небольшой пористостью. Менее прочны неравномернозернистые породы с порфировидной структурой. Для сцементированных пород прочность зависит от состава цемента и характера цементации. Существенное влияние оказывает степень выветрелости пород. Например, для невыветрелого гранита предел прочности превышает 100 МПа, для выветрелых разновидностей 4—6 МПа и менее.

Предел прочности на сжатие $R_{сж}$ можно приближенно определять на образцах неправильной формы. Испытанию подвергаются образцы массой от 1 до 100 г, длина которых превышает высоту не более чем в 1,5—2 раза [Протождьяконов и Вобликов, 1957].

Предел прочности на растяжение (разрыв) $R_{рас}$ определяют на образцах с надрезами или на образцах, имеющих форму вытянутой восьмерки. Разрыв происходит по сечению, имеющему минимальные размеры. Неоднородность образцов и наличие макро- и микротрещин существенно сказываются на результатах испытаний (коэффициент вариации составляет 20—60%).

Предел прочности на сдвиг (скальвание) имеет важное значение для гидротехнических сооружений и глубоких карьеров. Его определяют методом сдвига плиток, имеющих прищифованную либо шероховатую поверхность. Сдвиг плиток с шероховатой поверхностью вызывает зацепление выступов и их скальвание. При вертикальных нагрузках до 0,5 МПа сопротивление сдвигу изменяется мало, оно существенно возрастает при более высоких нагрузках.

При скальвании поверхность сдвига не строго задана как при сдвиге плиток. Термин «сопротивление срезу» применяют по отношению к испытаниям, при которых вертикальные нагрузки, нормальные к поверхности сдвига, отсутствуют. Природа сопротивления срезу и скальванию та же, что и при сдвиге плитки по плитке. Различие заключается лишь в количестве разрушаемых связей. Сопротивление сдвигу в 2—5 раз меньше, чем скальванию. Для одного из образцов песчаника «сцепление» при этих испытаниях составило соответственно 0,08 и 2,0 МПа.

При гидротехническом строительстве бетон укладывают на ровную поверхность скальных пород. Поэтому показатели сдвига определяют по результатам опытов на сдвиг бетонных штампов по скале в котлованах. Поверхность сдвига может быть приурочена к скале, бетону или к контакту между бетоном и скальным основанием. При отсутствии вертикальных нагрузок скальвание

При бетонированных блоков по скале происходит по неровной бугристой поверхности с острыми выступами скалы и бетона. Сопротивление скалыванию возрастает при наличии зацепления бетонного тела за неровности скального основания. При испытаниях в лаборатории оно всегда выше, чем при полевых опытах. В больших целиках скальных пород вероятность скола по микро- и макротрещинам значительно выше, чем при испытании небольших образцов.

Скальные породы различны в отдельных точках по прочности и текстурно-структурным признакам. Поэтому отношение максимального тангенциального условия к минимальному при скалывании ($\tau_{\max} : \tau_{\min}$) составляет до 6—10.

Между пределом прочности на сжатие, растяжение, скалывание и изгиб существуют соотношения: $R_{\text{раст}} = 3—5\%$ от $R_{\text{сж}}$; $R_{\text{скал}} = 6—8\%$ от $R_{\text{сж}}$; $R_{\text{изг}} = 7—15\%$ от $R_{\text{сж}}$. Зная пределы прочности на сжатие и растяжение, можно получить сопротивление скалыванию по формуле Мора: $R_{\text{скал}} = 0,5 \sqrt{R_{\text{сж}} \cdot R_{\text{раст}}}$.

Размягчаемость — уменьшение прочности скальных пород под влиянием воды. Под коэффициентом размягчаемости $K_{\text{рз}}$ понимают отношение пределов прочности водонасыщенного $R_{\text{сж.вл}}$ и сухого образца $R_{\text{сж.с}}$

$$K_{\text{рз}} = \frac{R_{\text{сж.вл}}}{R_{\text{сж.с}}}$$

Для изверженных пород этот коэффициент практически равен единице; для песчаников и известняков он всегда несколько меньше единицы. Сильно размягчаются породы, содержащие глинистое вещество (мергели, глинистые сланцы и др.). Коэффициент размягчаемости является косвенным показателем морозостойкости. Породы считают неразмягчаемыми и в строительном отношении удовлетворительными при $K_{\text{рз}} \geq 0,75—0,80$.

Сопротивление удару определяют для пород, которые подвергаются в элементах конструкций динамическим воздействиям.

Твердость скальных пород определяют путем сравнения твердости испытуемого образца и материала однородного строения и известной твердости. Для суждения о твердости минералов пользуются шкалой Мооса. Однако применение ее не позволяет характеризовать твердость полиминеральных пород. В приборах, называемых склероскопами, твердость определяют по величине отскока бойка от поверхности образца. Для неоднородных пород этот способ также малопригоден.

В последнее время твердость определяют микротвердомерами, основанными на вдавливании в породы различных наконечников. О твердости судят по отношению нагрузки на наконечник к площади отпечатка или ее проекции. Л. А. Шрейнер [1958] предложил определять твердость по нагрузке, соответствующей разрушению породы под вдавливаемым в нее цилиндрическим

штампом с плоским основанием. Между пределами прочности на вдавливание $R_{вд}$ и на сжатие $R_{сж}$ теоретически должно быть соотношение: $\frac{R_{вд}}{R_{сж}}(1+2\pi)$. Однако в действительности это отношение колеблется от 5 до 20.

Прочность на истирание определяют в том случае, если скальные породы в сооружении будут подвергаться усилиям, истирающим поверхность камня (тротуарные плиты, лестничные ступени и т. п.). Наименьшее истирание наблюдается при равномерном распределении в породе наиболее твердых минералов, например кварца. Мелкозернистые породы более устойчивы на истирание, чем крупнозернистые.

Способность скальных пород к деформациям определяют по модулю упругости (модулю Юнга) E , модулю общей деформации E_0 , коэффициенту поперечной деформации (коэффициенту Пуассона) μ .

Модуль упругости представляет собой коэффициент пропорциональности, входящий в закон Гука: $\sigma = E \cdot \Delta l/l$, где σ — напряжение, вызывающее упругую относительную деформацию $\Delta l/l$. По величине этого модуля оценивают способность пород к упругим деформациям. С увеличением трещиноватости и пористости модуль упругости заметно понижается. Для скальных и полускальных пород величина его колеблется в пределах $(6-125) \cdot 10^3$ МПа.

При медленном нагружении образцов зависимость между напряжениями и деформациями близка к линейной в широком диапазоне напряжений. Некоторое отклонение от закона Гука наблюдается при малых нагрузках вследствие влияния дефектов структуры пород.

Упругие свойства в наибольшей степени зависят от минерального состава. Модуль упругости и коэффициент Пуассона не константы, а параметры пород, зависящие от скорости и величины прилагаемых нагрузок. Коэффициент Пуассона для карбонатных пород равен в среднем 0,2—0,3; гранитов — 0,21—0,22; кварцитов и прочных песчаников — 0,12.

Модуль общей деформации E_0 является коэффициентом пропорциональности между общей (упругой и остаточной) относительной деформацией и напряжением, соответствующим этой деформации. Величина его для скальных и полускальных пород примерно та же, что и модуля упругости. Для полускальных пород он обычно меньше $2,5 \cdot 10^3$ МПа, для скальных пород обычно составляет $(25-30) \cdot 10^3$ МПа, редко больше. Модуль деформации изменчив даже для одного и того же типа пород, поскольку он существенно зависит от степени трещиноватости, ее характера и распределения в массиве породы. Трещиноватость заметно снижает величину модуля общей деформации. В зоне разгрузки модуль общей деформации ниже, чем в условиях естественного напряженного состояния породы. Для сланцеватых и слоистых скальных пород модули упругости и общей деформации при на-

правлении деформирующих усилий параллельно сланцеватости (слоистости) выше, чем в перпендикулярном к ней направлении.

Модули упругой и общей деформации, определяемые при сжатии пород, называются статическими. Эти же модули называются динамическими, если они определяются динамическими методами, широко применяемыми в последнее время и основанными на измерении скоростей распространения упругих волн, возбуждаемых при сейсмических и ультразвуковых воздействиях на породы. Динамические модули, как правило, выше статических, однако они коррелируются со статическими модулями и трещиноватостью. В зависимости от характера пород динамические модули превышают статические на величину от 5 до 50%.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Изверженные породы

Изверженные породы в зависимости от условий застывания магмы разделяют на две основные группы: интрузивные (глубинные) и вулканические (излившиеся). Интрузивные породы охлаждались медленно, кристаллизация их происходила под влиянием и при участии газов, главным образом паров воды. Некоторые минералы содержат гидроксильную группу, фтор и другие летучие компоненты. Вулканические породы охлаждались быстро, на поверхности земли или вблизи нее, характеризуются порфировой структурой, отсутствием минералов, содержащих группу OH^- , частой ассоциацией с вулканическими туфами.

Изверженные породы классифицируют в зависимости от содержания SiO_2 (табл. 1).

Т а б л и ц а 1
Классификация изверженных пород по кислотности

Тип пород	SiO_2 , %
Ультракислые (аплиты, лейкократовые граниты)	>75
Кислые (граниты различных типов)	75—65
Средние (сиениты, диориты)	65—52
Основные (габбро, базальты)	52—40
Ультраосновные (перидотиты, пикриты)	<40

Химический состав и условия остывания магмы существенно влияют на структуру и текстуру пород. Изверженные породы различают по степени раскристаллизованности на полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые. По текстуре выделяют породы с массивно-кристаллическим, слоисто-кристаллическим и шаровым сложением. Наиболее прочны и устойчивы к выветриванию породы с массивно-кристаллическим сложением.

В зависимости от относительных размеров зерен различают породы равномернозернистые и порфириовидные. По крупности зерен породы делятся на крупно- (> 5 мм), средне- ($5-2$ мм), мелко- ($2-0,2$ мм) и тонкозернистые ($< 0,2$ мм); существуют породы, в которых зерна визуальнo неразличимы. Чем крупнее зерна, тем в большей степени породы способны к выветриванию. Различные минералы характеризуются неодинаковой стойкостью к химическому выветриванию и разным коэффициентом термического расширения.

Легко выветриваются породы, характеризующиеся повышенной пористостью, присутствием крупных пор и пустот. Относительно устойчивы к выветриванию породы, состоящие из микрокристаллической, частично стекловатой основной массы, высокой устойчивостью отличаются среднезернистые интрузивные породы, наиболее устойчивы мелко- и скрытокристаллические породы.

Кислые породы

Граниты — явнокристаллические интрузивные породы, в которых отмечается повышенное содержание SiO_2 , небольшое количество Fe_2O_3 , FeO и MgO и преобладание щелочных металлов над щелочноземельными. Полевые шпаты представлены микроклинком, ортоклазом и кислыми плагиоклазами олигоклаз-андезинового ряда. Среди цветных минералов преобладают слюды, реже встречаются амфиболы и пироксены.

Различают нормальные и плагиоклазовые граниты. Нормальные граниты характеризуются светлой (розовой) окраской, средне- и крупнозернистой структурой, высоким содержанием кварца ($30-35\%$), небольшим количеством цветных минералов ($\sim 10\%$), преобладанием калиевого полевого шпата ($\sim 40\%$) над плагиоклазом ($\sim 10-20\%$). Плагиоклазовые граниты отличаются темно-серой окраской, содержат кварца $25-30\%$, плагиоклаза 50% , цветных минералов (биотита, роговой обманки) $20-25\%$.

Для структуры гранитов типичны хорошо развитые кристаллы полевых шпатов с расположенными между ними зернами кварца и слюды. Структура и химический состав гранитов выдерживаются на большом протяжении. Текстура — массивнокристаллическая.

Физическое выветривание проникает на глубину $10-15$ м (редко до $40-60$ м) и вызывает распад гранитов на крупные плиты и обломки, которые при дальнейшем выветривании образуют скопления щебня и аркозовых песков.

Из минералов, составляющих гранит, наиболее устойчивы к химическому выветриванию кварц и мусковит, устойчивы — калиевый полевой шпат и кислые плагиоклазы, в меньшей мере — амфиболы и пироксены, наиболее подвержен выветриванию биотит. При химическом выветривании полевых шпатов и слюд происходят реакции гидролиза и гидратации, приводящие к образованию каолинита. О некоторой выветрелости гранитов свидетельствует помутнение полевых шпатов.

Плотность гранитов составляет в среднем 2660—2710 кг/м³, объемная масса — 2640—2700 кг/м³, пористость — 0,07—1,81% (обычно менее 1%), предел прочности (в МПа): на сжатие — 214—281, на изгиб — 14,0—19,4, на разрыв — 4,2—8,2, на скалывание — 10,1—13,5, коэффициент размягчения — 73—100%, модуль упругости — (332,5—1034) · 10² МПа, потеря при истирании — 150—290 кг/м², число ударов на копре — 8—12; водонасыщение — 0,17—0,37% [Залесский и Беликов, 1953]. Повышенное содержание слюды понижает прочность и увеличивает упругость гранитов.

Граниты складчатых областей подвергались деформациям, они микротрещиноваты, более пористы и менее прочны, чем граниты древних кристаллических щитов. Так, граниты Украинского и Балтийского кристаллических щитов характеризуются пористостью 0,07—0,29%, пределом прочности в водонасыщенном состоянии — 227,5—328,5 МПа, а граниты осевой части Кавказского хребта имеют следующие показатели этих свойств: 0,42—0,89% и 136,6—212,4 МПа [Залесский и Розанов, 1960].

Прочность грунтов, затронутых процессом выветривания, существенно понижается. Выветрелый микроклиновый крупнозернистый гранит Украинского щита характеризуется объемной массой 2540 кг/м³, пористостью — 3,07%, пределом прочности на сжатие — 113 МПа, тогда как невыветрелый гранит имеет следующие показатели этих свойств: 2610—2670 кг/м³, 0,63—0,98% и 239—240 МПа [Беликов, 1961]. В районе Красноярской ГЭС предел прочности гранитов широко колеблется в зависимости от степени каолинизации, для некаолинизованного гранита он составляет в среднем 130,4 МПа.

Граниты часто разбиты трещинами. Тектоническая трещиноватость выражается системами параллельных или взаимно пересекающихся трещин. Чаще встречаются трещины выветривания, они меньше по размерам, чем тектонические, и не ориентированы.

Граниты и их аналоги составляют 47,8% от общей массы изверженных пород. Распространены они широко (Кольский полуостров, Карелия, Украина, Северный Кавказ, Памир, Алтай, Тянь-Шань).

К вулканическим аналогам гранитов относятся липариты и кварцевые порфиры — аналоги щелочноземельных гранитов; липариты — кайнотипные, малоизмененные разновидности, кварцевые порфиры — палеотипные, сильно измененные.

Липариты — плотные мелкокристаллические породы, содержащие стекловатую массу. Кварцевые порфиры обладают порфировой структурой и содержат небольшое количество стекла. Продукты выветривания те же, что и у гранитов. Объемная масса кварцевых порфиров и липаритов составляет в среднем 2500—2650 кг/м³, предел прочности на сжатие — 250—270 МПа, водопоглощение — 0,1—1,0%. Широко распространены игнимбриты, образовавшиеся при колоссальных извержениях лав кислого состава и имеющие полосчатую и флюидальную текстуры.

Вулканические аналоги гранитов распространены значительно меньше, чем собственно граниты. Липариты встречаются на Северном Кавказе (Пятигорск), в Крыму, на Камчатке; кварцевые порфиры — на Кавказе, Среднем и Полярном Урале.

Породы средней кислотности

С и е н и т ы не содержат кварца. Нормальные сиениты — светлые, среднезернистые породы, в которых наряду со щелочным полевым шпатом, присутствует плагиоклаз; цветные минералы (20—30%) представлены амфиболом, пироксеном, биотитом. Щелочные сиениты сложены щелочным полевым шпатом и цветными минералами — эгирином, эгирин-авгитом, биотитом, щелочными амфиболами. В сиенитах меньше, чем в гранитах, SiO_2 (~60%) и больше железа. Структура — равномернозернистая, реже порфиroidная. По прочности и стойкости к выветриванию сиенит уступает граниту. Распространение: Кольский полуостров, Урал, Украина, Северный Кавказ, Прибайкалье.

К вулканическим аналогам сиенитов относятся трахиты и трахитовые порфиры, являющиеся соответственно породами кайнотипными и палеотипными. Трахиты отличаются повышенной пористостью, объемная масса их равна в среднем 2200—2600 кг/м³, предел прочности на сжатие — 50—80 МПа, водопоглощение — 0,2—3,5%; скорость выветривания выше по сравнению с сиенитами. Распространение трахитов незначительное (Северный Кавказ, Армения, Кольский полуостров). Более распространены трахитовые порфиры (Урал, Казахстан, Алтай, Кавказ и др.).

Диориты состоят из среднего плагиоклаза и цветных минералов (25—35%). Между диоритами и гранитами, с одной стороны, и габбро и сиенитами — с другой, наблюдаются постепенные переходы.

В диоритах несколько меньше, чем в сиенитах, SiO_2 (56—58%), выше содержание Fe_2O_3 , FeO, CaO; Na_2O преобладает над K_2O . Цвет темно-серый, структура полнокристаллическая, реже порфиroidная, объемная масса составляет 2500—2900 кг/м³, предел прочности на сжатие — 180—240 МПа, водопоглощение — 0,1—1,0%.

К вулканическим кайнотипным аналогам диорита относятся андезиты, к палеотипным — порфириты. Эти породы имеют темную окраску, афанитовую, реже микрокристаллическую структуру, с вкрапленниками среднего плагиоклаза. Встречаются туфолавы андезитового состава. Объемная масса андезитов составляет в среднем 2700—2900 кг/м³, предел прочности на сжатие достигает 250 МПа, в среднем 80—120 МПа.

Распространение диоритов незначительное (Урал, Кавказ, Алтай, Украина), андезитов и порфиритов — гораздо шире (Кавказ, Урал, Алтай, Средняя Азия).

Основные породы

Габбро — интрузивные породы основной магмы, содержащие примерно 50% основного плагиоклаза (главным образом лабрадора) и столько же цветных минералов. Наблюдается постепенный переход от габбро к диоритам, с одной стороны, и к ультраосновным породам (перидотиту и др.) — с другой. Для габбро характерно постоянное количество SiO_2 (~50%), высокое содержание окислов железа (~9%), кальция (~11%) и магния (~5,5%), небольшое присутствие щелочей (3—4%). Структура — средне-, реже крупнозернистая.

Габброиды отличаются низкой пористостью, высоким пределом прочности: в мелко-, средне- и крупнозернистых разновидностях габбро он составляет соответственно 350; 280 и 100 МПа. Плотность и объемная масса близки и колеблются от 2700 до 3200 кг/м^3 (среднее значение объемной массы 2960 кг/м^3). Плотность габбро равна 0,35%, предел прочности на сжатие 285 МПа [Беликов, 1961]. Габброиды служат хорошим естественным строительным материалом.

При выветривании габбро образуются эпидот-цоизитовые минералы, бурый железняк, хлорит, глинистые минералы. Менее выветриваются те разновидности габбро, в которых много роговой обманки и отсутствует пирит.

Распространение габброидов: Урал, Украина, Кольский полуостров, Карелия, Закавказье, Средняя Азия.

Вулканические аналоги габбро — базальты (кайнотипная разновидность) и дибазы (палеотипная разновидность) — преобладают среди основных пород, близки к габбро по химическому и минеральному составу.

Базальты представляют собой черные плотные лавы, залегающие в форме покровов, нередко перемежающихся с осадочными породами. Благодаря ступенчатому характеру столбчатой отдельности базальтов их называют траппами. Мощность покровов базальтов местами весьма значительная (Восточная Сибирь). Структура разнообразная — от среднезернистой (в центральных частях покровов) до афанитовой.

Объемная масса базальтов 2700—3300 кг/м^3 , они весьма прочны и стойки в отношении выветривания. Предел прочности обычно превышает 200 МПа, иногда достигает 450 МПа. Пузырчатые разновидности базальтов имеют пониженную прочность. Способность к деформациям в массиве зависит от трещиноватости базальтов: чем она меньше, тем больше модуль деформации (рис. 2). Недостатком базальтов как строительных материалов является их некоторая хрупкость.

На Дальнем Востоке распространены и имеют значительную мощность (до 300 м) кайнозойские андезито-базальты различной структуры — от весьма плотной до сильно пористой. В связи с этим свойства их изменяются в широких пределах: плотность — 2730—3160 кг/м^3 , объемная масса — 1470—3000 кг/м^3 , пористость

0,6—48,7%, предел прочности на сжатие 18—316 МПа (обычно 50—150 МПа).

Наибольшая прочность характерна для оливиновых андезитобазальтов, наименьшая — для авгитовых. С увеличением пористости показатели прочности снижаются. Образцы андезитобазальтов не разрушаются при 100 и более циклах испытания на морозостойкость [Овсянников, 1959].

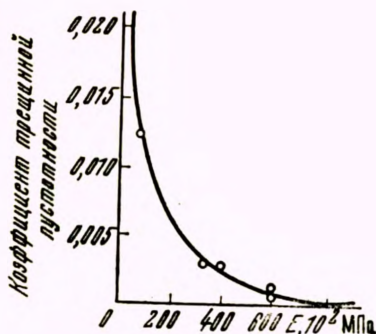


Рис. 2. Зависимость между модулем деформации E базальтов и коэффициентом трещинной пористости. По Б. Д. Зеленскому

Вулканическое нагорье Армении, составляющее 44% площади республики, сложено андезитобазальтовыми лавами с мощностью покровов от 2—5 до 50—70 м и более. В речных долинах лавы перемежаются с континентальными отложениями. Пористость лав колеблется от 1—2 до 20—30% и более (туфолав — до 65%). Водопроницаемость этих пород значительна ($1—25 \times 10^{-6}$ м/с. Ширина трещин, от которой в основном зависит водопроницаемость, достигает 1—2 мм

(между крупными блоками пород до 5—10 мм).

Диабазы характеризуются зеленоватой окраской, порфировой структурой, интенсивными процессами карбонатизации и хлоритизации. Плотность диабазов 2900—3100 кг/м³, объемная масса в среднем 2800 кг/м³, предел прочности на сжатие 120—260 МПа, водопоглощение 0,01—0,2%. Продукты выветривания те же, что характерны и для габбро.

Распространение основных вулканических пород широкое, в СССР они составляют 35,1% от общего количества магматических пород. Базальты и диабазы встречаются в Восточной Сибири, на Урале, Кавказе, Дальнем Востоке, Алтае, Тимане.

Метаморфические породы

Метаморфические породы — продукты существенного изменения различных пород под влиянием повышения температуры, гидростатического и одностороннего давления, растворов и эманаций. Повышение температуры происходит под действием магматических масс, радиоактивного распада, экзотермических реакций, погружения пород в глубокие зоны. Средний геотермический градиент под континентами составляет 25 градус/км. Гидростатическое давление возрастает под континентами в среднем на 270×10^5 Па/км. Одностороннее давление (стресс) является результатом действия тектонических движений. Важнейшим фактором метаморфизма являются вода, углекислота и другие подвижные компоненты.

Метаморфические процессы протекают обычно в породах, на-

ходящихся в твердом состоянии (кристаллобластез) или при небольшом количестве жидкой фазы. Различают несколько типов метаморфизма [Саранчина, Шинкарев, 1973]. Динамометаморфизм вызван односторонним давлением, аутометаморфизм — действием постмагматических газов и растворов, содержащихся в интрузивном теле, контактовый метаморфизм — действием магмы на вмещающие породы, региональный метаморфизм — совокупным воздействием температуры, давления, воды и углекислоты. Ультраметаморфизм происходит в глубинных частях складчатых поясов под влиянием высокой температуры. Метасоматические изменения связаны преимущественно с постмагматической деятельностью и возможны при различных типах метаморфизма.

При процессах метаморфизма высокие давления обуславливают образование минералов с большей плотностью, чем при обычных давлениях, а высокие температуры — образование минералов с поглощением тепла. Кристаллизационная сланцеватость создается благодаря процессу перекристаллизации в направлении, перпендикулярном давлению. В условиях гидростатического сжатия, преобладающего на больших глубинах, а также при неравномерном и сильном сжатии, происходящем, например, при тектонических процессах, проявляются пластические деформации пород.

Метаморфические породы приурочены преимущественно к докембрию, но могут иметь и значительно более молодой возраст.

К регионально-метаморфическим породам относятся филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы. Филлиты и глинистые сланцы образуются на первой стадии метаморфизма глинистых пород. Они не полностью раскристаллизованы, содержат глинистое вещество и минералы, образующиеся при низкой температуре (серицит, тальк, эпидот и др.). Кристаллы кварца и мелкие листочки слюды видны в изломе пород либо обнаруживаются по шелковистому блеску на плоскостях сланцеватости. Чем выше степень метаморфизма, тем больше кристаллы слюды и тем меньше глинистого вещества.

Распространение: Украина, Западная Сибирь, Кавказ.

Кристаллические сланцы — разнообразные породы преимущественно средней степени метаморфизма. Распространены весьма широко, характеризуются кристаллобластической структурой, хорошо выраженной сланцеватой текстурой, отсутствием (или небольшим содержанием) полевых шпатов; содержат кварц и пластинчатые минералы (слюду, хлорит, тальк); часто сохраняют реликты структур исходных пород.

Наиболее распространены слюдяные сланцы, являющиеся большей частью парасланцами. Разнообразны по облику кристаллические сланцы, состоящие из магнезиальных силикатов (хлоритовые, тальковые, серпентинитовые сланцы). Слюды при ориентированном расположении понижают прочность пород, прослои их при сдвиге и скалывании способствуют перемещению одной части пород относительно другой.

Гнейсы — породы средней и сильной степени метаморфизма, содержащие в большом количестве полевые шпаты. В некото-

рых их разновидностях присутствуют кварц и цветные минералы. Выделяют орто- и парагнейсы. Первые образуются при метаморфизме кислых и средних пород, вторые — при метаморфизме осадочных пород. По химическому составу парагнейсы близки к глинистым сланцам, известково-глинистым сланцам и песчаникам. В первом случае они характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , во втором CaO и в третьем SiO_2 .

Текстура гнейсов сланцеватая, способствующая ускорению процессов выветривания. Чем выше в гнейсах содержание полевых шпатов и биотита, тем больше они склонны к выветриванию. Объемная масса гнейсов 2500—2600 кг/м³, прочность на сжатие от 50 до 240 МПа (параллельно сланцеватости она в 1,5—2,5 раза меньше, чем перпендикулярно ей); водопоглощение 0,1—1,0%.

Распространение: Кольский полуостров, Урал, Кавказ, Украина.

Контактово-метаморфическими породами являются роговики и скарны. Роговики образуются при перекристаллизации в твердом виде преимущественно глинистых пород. Окраска роговиков бурая, излом раковистый, они обладают значительной прочностью и стойкостью к выветриванию. Скарны образуются на контакте карбонатных пород с интрузиями (главным образом гранитов) в результате метасоматических процессов.

При дислокационном метаморфизме образуются так называемые тектониты — тектонические брекчии, катаклазиты, милониты — породы иногда рассланцеванные, состоящие из плотно сжатых и перетертых обломков.

В результате ультраметаморфизма гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты в глубинных зонах геосинклиналей преобразуются под действием гранитной флюидной массы. При этом образуются мигматиты — породы широко распространенные, но в инженерно-геологическом отношении изученные слабо.

Кварциты и мраморы — несланцеватые разновидности метаморфических пород. Кварциты — продукты метаморфизма кварцевых песчаников, в которых кристаллы кварца непосредственно соприкасаются друг с другом. Между кварцитами и песчаниками существуют промежуточные породы. Залегают кварциты в виде пластов, текстура их массивная, структура равномернозернистая. Объемная масса равна 2500—2700 кг/м³, прочность на сжатие в среднем 200—250 МПа, водопоглощение 0,01—0,2%.

Распространение: Урал, Камчатка, Украина (Кривой Рог), Кольский полуостров, Карелия.

Мрамором называется полнокристаллическая порода, состоящая в основном из зерен кальцита и доломита. Она легко обрабатывается и поэтому применяется в качестве облицовочного и технического камня. Мраморы — равномерно- и мелкозернисты, неслоисты, в них обычно отсутствуют трещины и примесь пирита и слюды. Чистый мрамор состоит примерно на 90% из $CaCO_3$. Однако встречаются мраморы, содержащие доломит, а также примесь кварца и слюды. Цвет и рисунок мраморов разнообразен

в зависимости от состава примесей. Мраморы обладают просвечиваемостью, что резко повышает их декоративные качества.

В генетическом отношении мраморы разделяют на два основных типа.

1. Мраморы — известняки, перекристаллизованные при региональном метаморфизме, характеризующиеся полнокристаллической равномернозернистой структурой и полосчатой текстурой.

2. Мраморы, образовавшиеся из карбонатных пород при контактовом метаморфизме, отличаются изменчивостью окраски, структуры и текстуры на небольших участках.

В зависимости от текстурно-структурных особенностей механическая прочность и устойчивость мраморов к выветриванию широко колеблется. Плотность их равна 2690—2860 кг/м³, объемная масса 2670—2860 кг/м³, пористость 0,00—2,21%, предел прочности (в МПа): на сжатие 75,5—197,1 (66,0—179,1)*, на излом 13,2—37,2 (8,8—39,5), на разрыв 4,3—18,8 (3,9—18,3), на скалывание 4,3—11,9; коэффициент размягчаемости при механических испытаниях 0,60—0,83 [Залесский и Беликов, 1948].

Мраморы применяются как архитектурно-строительный камень и электротехнический материал. Климатическая стойкость мраморов высока, однако она значительно снижается при наличии пирита и органических веществ, под воздействием воды, содержащей углекислоту, и дымовых газов.

Распространение: Карелия, Урал, Алтай, Кавказ.

Осадочные породы

Карбонатные породы

Общепринятая классификация карбонатных пород отсутствует. Среди прочных карбонатных пород наиболее распространены известняки и доломиты. Под ними понимают породы, сложенные более чем на 50—60% соответственно кальцитом или доломитом. Породообразующие минералы — кальцит, доломит, редко арагонит. При наличии аморфной SiO₂ образуются прочные кремнистые известняки. В небольшом количестве находятся примеси: кварц, гидроокислы железа, глауконит, хлорит, глинистые минералы.

Карстопроявления понижают устойчивость карбонатных пород и увеличивают их водопроницаемость. Развитие карста возможно при трещиноватости пород, низком базисе эрозии, притоке минерализованных вод. В карбонатных породах нередко наблюдается древний карст, образовавшийся при ином, чем в настоящее время, базисе эрозии.

* В скобках здесь и ниже указаны результаты испытаний водонасыщенных пород.

В зависимости от литолого-генетических особенностей карбонатных пород их свойства отличаются весьма значительно: пористость — от долей процента до 40% и более, предел прочности — от 1—2 МПа (известняки-ракушечники) до 200 МПа и более (окремненные известняки).

Известняки встречаются в отложениях различного возраста (начиная с кембрия) на Русской равнине, в Сибири, на Урале, Кавказе, Тянь-Шане. Доломиты распространены меньше и приурочены главным образом к нижнепалеозойским и докембрийским отложениям. В более позднее геологическое время доломитообразование происходило менее интенсивно.

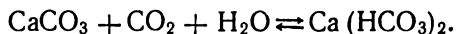
Известняки состоят из кальцита, в качестве примеси в них присутствуют доломит, кварц, глауконит, пирит и др. Цвет чистых известняков белый, окислы железа придают им красно-бурю окраску, органические вещества — серую и черную. Преобладают известняки тонкослоистые и плитчатые. Только в рифовых известняках и известняках-ракушечниках слоистость плохо выражена или отсутствует.

Основные структуры известняков: кристаллическая, органогенная, оолитовая и сферолитовая, обломочная. Кристаллические известняки разделяют по величине зерен (в мм) на: крупно- (> 0,5), средне- (0,5—0,1), мелко- (0,10—0,05), тонко- (0,05—0,01) и микрозернистые (< 0,01). Среди органогенной структуры различают собственно органогенную, органогенно-обломочную и детритовую. Оолитовая и сферолитовая структуры обусловлены образованием конкреций вокруг отдельных зерен и обломков раковин. Обломочную структуру имеют известняки, сложенные карбонатными обломками.

Известняки — породы преимущественно морского происхождения, образовавшиеся в эпохи, когда в бассейне выносилось мало терригенного материала (за исключением обломков известняков) и климат был теплым. Различают известняки органогенные, хемогенные, обломочные и вторичные.

Органогенные известняки (коралловые, мшанковые и др.) образуются за счет накопления отмерших организмов с известковым скелетом и пелитоморфного кальцита. Для них характерны массивное строение и значительная пористость.

Хемогенные известняки образуются в результате выпадения в осадок труднорастворимого карбоната кальция (0,001 г на 100 г воды), в значительной степени или полностью насыщающего воды рек и озер аридной зоны и морей низких широт. Выпадение в осадок CaCO_3 регулируется реакцией



Реакция протекает справа налево и CaCO_3 выпадает в осадок, если содержание CO_2 уменьшается, например, в результате прогрева воды или уменьшения давления.

Обломочные известняки состоят из карбонатных зерен, частично окатанных и сцементированных пелитоморфным кальцитом.

Вторичные известняки образуются при выветривании доломитов. При этом мелкопористые газо- и водопроницаемые доломиты превращаются в плотные известняки с редкими кавернами.

Физико-механические свойства и водопроницаемость известняков существенно различны в зависимости от их текстуры, структуры, характера связей между зернами, микротрещиноватости и других факторов. Плотность (в кг/м^3) основных карбонатных минералов следующая: кальцита 2710—2720; арагонита 2850—2940; доломита 2800—2990; магнезита 2900—3100. Плотность известняков изменяется в пределах 2710—2800 кг/м^3 , объемная масса 2000—2600 кг/м^3 (плотных окремнелых известняков 2800—2900 кг/м^3).

Предел прочности на сжатие известняков колеблется от нескольких мегапаскалей до 200 МПа и более. Малая прочность характерна для выветрелых известняков. Для окремнелых и доломитизированных известняков свойственна повышенная прочность и твердость. При увеличении количества микро- и мелкокристаллических зерен кальцита и уменьшении содержания органогенного материала прочность известняков возрастает. Предел прочности на сжатие зависит, в частности, от пористости: чем она выше, тем ниже прочность. При одной и той же пористости карбонатные породы различного литолого-структурного типа имеют неодинаковую прочность (рис. 3).

Известняки, особенно содержащие примесь глинистых частиц, размягчаются в воде. Модуль упругости изменяется соответственно степени заполнения пор водой: при 70—80%-ном заполнении он не изменяется, при 90%-ном уменьшается на 10—30%, а при полном водонасыщении на 25—80% от первоначального значения.

Физико-механические свойства карбонатных пород зависят от историко-геологических факторов. Так, карбонатные породы геосинклиналей палеозоя и мезозоя имеют пористость в 17 раз меньшую, а модуль упругости более чем в два раза выше, чем такие же породы на платформах (соответственно $7,7 \cdot 10^4$ и $3,4 \cdot 10^4$ МПа). Карбонатные породы Куйбышевского Поволжья, претерпевшие дислокационные давления, отличаются более высокой упругостью, чем другие карбонатные породы Русской платформы [Беликов, 1961].

Известняки водопроницаемы только по трещинам. С увеличением прочности трещиноватость их возрастает. В районе Самарской Луки, например, пористость органогенных известняков равна в среднем 14,2%, предел прочности на сжатие — 82 МПа, а афанитовых известняков соответственно 6,3% и 113 МПа. Первые из них имеют число трещин на 10 м простирания пласта, равное 22, вторые — 145; для другой системы трещин соответственно 14 и 77.

Способность к выветриванию зависит от состава, текстуры и структуры известняков. Легко выветриваются мергелистые известняки. Плотные мелкозернистые известняки более устойчивы, чем пористые.

В доломитах, состав которых соответствует формуле $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, обычно присутствуют в качестве примесей гипс и ангидрит, реже и в меньшем количестве магнезит, флюорит, опал и др. По внешнему виду и условиям залегания доломиты сходны с известняками. Окраска их разнообразна (от светло-желтой до

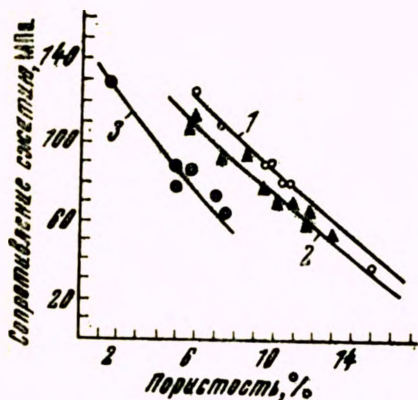


Рис. 3. Зависимость прочности известняков от структуры и пористости. По Б. В. Залескому и Ю. А. Розанову:
Структуры: 1 — органогенная. 2 — детритовая. 3 — пелитоморфная

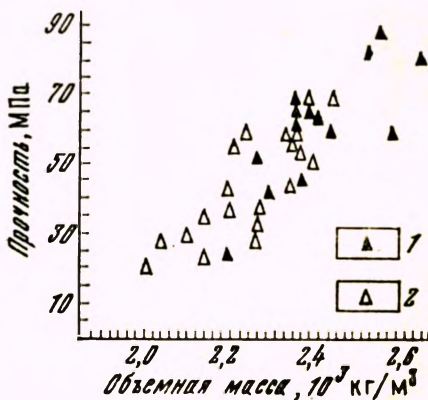


Рис. 4. Зависимость прочности доломитов от объемной массы. По В. И. Чельцову:
1 — доломиты мелкозернистой структуры;
2 — доломиты мелкозернистой ноздреватой структуры

красной и черной). Структура изменяется от плотной мелкозернистой до весьма пористой.

Доломиты — породы морского происхождения, образовавшиеся в условиях жаркого климата. Концентрация солей в бассейне должна быть промежуточной между концентрациями, при которых отлагаются известковые илы и сульфат кальция.

Различают первичные и вторичные доломиты. Первые отлагались в морских солоноватых лагунах и имеют равномернозернистую структуру, вторые возникли в результате видоизменения известкового ила, а также известняков под влиянием магниевых растворов. Вторичные доломиты залегают в виде пластов, и линз, характеризуются неясной слоистостью и неравномернозернистой структурой. Некоторые доломиты имеют органогенное происхождение.

Доломиты отличаются повышенной прочностью и твердостью. Вместе с тем они содержат примесь гипса, трещиноваты, имеют значительную пористость, в том числе ноздревато-кавернозную, что неблагоприятно в инженерно-геологическом отношении.

Для доломитов и известняков необходимо оценивать структуру пористого пространства. Малая пористость, высокая водопроницаемость, небольшое содержание связанной воды свидетельствуют о крупных порах и трещинах. Наоборот, большая пористость, но слабая водопроницаемость и значительное количество связанной воды являются признаком очень мелких пор.

Свойства доломитов в большой степени зависят от их текстурно-структурных особенностей. Плотность колеблется от 2790 до 2890 кг/м³, она уменьшается с увеличением содержания нерастворимого остатка. Пористость изменяется от 1—2 до 35% и более, однако наиболее часто значения ее равны 3—20%. В плотных доломитах ($\gamma_c = 2400—2500$ кг/м³) до 45% от объема пор приходится на закрытые поры: для них характерно малое водопоглощение (2,7—4,8%). Значительное водопоглощение (15—30% и более) имеют сильно пористые ($\gamma_c = 1400—1500$ кг/м³) доломиты [Барановская, 1966]. Прочность на сжатие колеблется в широких пределах.

Предел прочности на сжатие возрастает с уменьшением пористости. Вместе с тем на пористости и прочности доломитов сказывается их структура (рис. 4). Соотношение между объемной массой и прочностью доломитов видно также из данных табл. 2. Ноздреватые поры обуславливают снижение прочности на 10—15 МПа по сравнению с прочностью тонкопористых доломитов.

Т а б л и ц а 2
Средние значения объемной массы и прочности
на сжатие доломитов различной структуры. По З. Н. Барановской

Разновидность доломитов	Объемная масса, кг/м ³	Предел прочности на сжатие, МПа
Брекчиевидные	2460	90
Перекристаллизованные	2380	67
Пелитоморфные и фарфоровидные	2170	31
Обломочные	1990	16,5
Органогенные	1720—1880	6,5—11,5
Мелоподобные, хемогенные	1490	3,0

С повышением относительного содержания извести механическая прочность доломитов понижается. Механическая прочность и водопроницаемость доломитов зависят от соотношения между открытой и закрытой пористостью и равномерности распределения крупных пор. С увеличением открытой пористости и особенно размера крупных пор водопроницаемость возрастает.

При выветривании доломитов образуется доломитовая мука, представляющая собой слабосцементированные скопления кристаллов доломитов и залегающая в виде гнезд и прослоев различной мощности и формы. Гранулометрический состав доломитовой муки неоднороден, но обычно в нем преобладает фракция 0,25—0,01 мм. Плотность колеблется в пределах 2810—2890 кг/м³, объемная масса — 1480—2030 кг/м³, пористость — 33—54%. Доломитовая мука непластична, уплотнение ее происходит быстро и заканчивается при нагрузке 0,6—0,7 МПа, угол внутреннего трения 43—47°, угол естественного откоса близок к 45°. Малый коэффициент фильтрации [(1—10) (10⁻⁷—10⁻⁸)] м/с и снижение его с течением времени объясняется процессами коагуляции известковой мутью [Родионов, 1949].

Особенности инженерно-геологического изучения карбонатных пород. Первостепенное значение имеет вопрос о наличии и степени развития в этих породах карста. О его присутствии свидетельствуют специфические формы рельефа: воронки, поноры, подземные пещеры, а также провалы бурового инструмента и чрезмерно высокое поглощение воды в скважинах. Развитие карста происходит по путям движения подземных вод к местным базисам эрозии. Наиболее закарстованные породы встречаются вблизи склонов речных долин и связанных с ними оврагов. Проявления древнего карста, перекрытые молодыми отложениями, находятся ниже современного базиса эрозии. Способность к растворению карбонатных пород повышается, если подземные воды содержат агрессивную углекислоту. Определение ее содержания обязательно при изучении карста и для прогноза устойчивости гидротехнических сооружений на карбонатных породах.

Следует обращать внимание на присутствие глинистых прослоев между пачками карбонатных пород. По поверхности таких прослоев возможно сползание пород в откосах.

Водопроницаемость карбонатных пород связана главным образом с движением воды по трещинам. Наряду с общей пористостью определяют величину открытой и закрытой пористости, а также количество нерастворимого остатка и степень доломитизации пород. Минеральный состав изучают следующими методами: микроскопическим, электронной микроскопии, термическим и рентгеноструктурным. Подробно описывают структуру и текстуру. При определении механических свойств следует учитывать, что карбонатные породы часто слоисты и характеризуются размягчаемостью.

Песчаники

Общие сведения. Превращение песков в песчаники происходит под влиянием отвердевания и перекристаллизации кремнегеля, гидроокислов железа, карбоната кальция и других соединений, а также при погружении песков в нижние части земной коры и при тектонических движениях. На платформах пески встречаются среди древнейших отложений, между тем как в геосинклинальных областях даже третичные пески часто превращены в песчаники. Переходу в песчаники способствуют дегидратация и взаимодействие между различными компонентами песчаного осадка.

Песчаники залегают в виде протяженных пластов и линзообразных залежей. Между песками и плотными песчаниками, характеризующимися значительными признаками метаморфизма и малой пористостью (< 5%), различают промежуточные разновидности пород:

1) очень слабо сцементированные песчаники — растираются пальцами, имеют пористость выше 20%, объемную массу скелета

1400—2100 кг/м³; 2) слабосцементированные песчаники — разламываются в руках и легко распадаются при выветривании, пористость их колеблется от 5 до 20%, объемная масса скелета 2100—2600 кг/м³; 3) прочные песчаники — в руках не разламываются и в воде не размокают [Рухин, 1961].

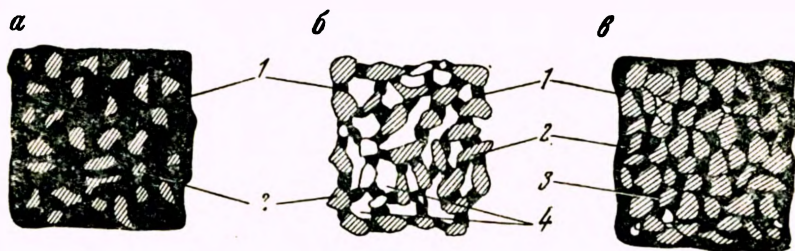


Рис. 5. Типы цементации осадочных пород:

а — базальный; б — контактный; в — поровый. 1 — цементующее вещество; 2 — зерна; 3 — поры, заполненные цементом; 4 — поры, не заполненные цементом

По преобладающему размеру (в мм) зерен песчаники разделяют на: грубо- (2—1), крупно- (1—0,5), средне- (0,5—0,25), мелко- (0,25—0,1) и тонкозернистые (0,1—0,05).

Песчаники состоят из легких минералов, главным образом из кварца; содержание тяжелых минералов не превышает 1%. Мономинеральные (обычно кварцевые) песчаники, встречаются на платформах. Накопление их происходило в эпохи тектонического покая, завершавшие периоды осадкообразования. Полимиктовые песчаники связаны с геосинклинальными областями и горообразовательными движениями, сопровождавшимися эрозией пород различного состава и быстрым захоронением продуктов разрушения. Прочность сцементированных пород зависит от состава зерен и цемента, а также от типа цементации. Различают следующие типы цементации: базальный, контактовый и поровый (рис. 5). При базальном типе зерна породы заключены в массу цемента и не соприкасаются друг с другом (рис. 5, а). Общая прочность породы определяется свойствами цемента. При контактном типе, когда цемент находится в контактах частиц (рис. 5, б), прочность породы небольшая. Наиболее прочными являются породы при поровом типе цементации, отличающемся тем, что цемент находится в порах между отдельными зернами, непосредственно соприкасающимися друг с другом (рис. 5, в).

Цементом служат окислы и гидроокислы кремния и железа, углекислые и сернокислые соли кальция, глинистое вещество. В геосинклинальных областях состав цемента часто полимиктовый. Цемент может быть аморфным или перекристаллизованным.

Кварцевые песчаники на 95% и более сложены кварцем. В минералах-примесях преобладают полевые шпаты. Окатанность зерен значительная. В песчаниках, образовавшихся за счет цементации продуктов выветривания кислых магматических пород,

отмечается угловатость и неотсортированность зерен и примесь каолинита.

В кварцевых песчаниках цемент кремнистый, реже — известковый и железистый. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом широко распространены и являются надежным основанием сооружений и хорошим строительным материалом. В олигомиктовых песчаниках преобладает кварц, но они содержат 10—25% зереч, состоящих из обломков пород и различных минералов. Окатанность и однородность зерен широко варьируют. Преобладает железисто-карбонатный и глинистый цемент, прочность их значительно ниже, чем кварцевых песчаников.

Типичными полимиктовыми песчаниками являются граувакки и аркозы. Граувакки состоят из неокатанных и плохо отсортированных зерен кварца (25—40%), полевых шпатов, слюды, пироксенов, амфиболов и обломков пород, главным образом основных туфов. Цемент преимущественно глинистый. Аркозы — полевошпатовые песчаники, состоящие преимущественно из полевого шпата (25—40%), кварца и обломков пород. Зерна угловатые, слабо отсортированы, цемент карбонатный и железисто-глинистый. Аркозы встречаются в геосинклинальных областях и по их окраинам.

Песчаники приурочены к отложениям различного возраста. Докембрийские кварцевые песчаники, разрабатываемые для строительных нужд, известны в Ленинградской области, Карелии, районе Овруча и Кривого Рога (УССР). В кембрийских отложениях северо-запада Русской платформы находятся песчаники, образовавшиеся из морских песков. В отложениях карбона (Донбасс) и перми (Предуралье) встречаются мощные пласты песчаников, обладающих значительной прочностью и используемых как строительный материал. Глауконитовые кремнистые песчаники известны среди меловых и палеогеновых отложений Поволжья. Третичные песчаники, невыдержанные по простиранию и изменчивые по свойствам, распространены в Причерноморье.

Физико-механические свойства и инженерно-геологическая оценка. Плотность песчаников колеблется от 2600 до 2700 кг/м³, в полимиктовых песчаниках она достигает 2800—3000 кг/м³; пористость изменяется от 0,5 до 40%, но обычно не превышает 20—25%. Наибольшую пористость имеют песчаники с глинистым и серицито-хлоритовым цементом. Древние песчаники менее пористы, чем молодые. Так, в песчаниках палеогена и неогена пористость изменяется от 4 до 40%, в мезозойских — от 2,6 до 40%, палеозойских — от 0,5 до 30% [Кобранова, 1962]. Однако встречаются песчаники с иными значениями пористости. Объемная масса водонасыщенных песчаников в среднем составляет 2300—2600 кг/м³, объемная масса скелета 1900—2300 кг/м³. Водопоглощение 0,5—15% (редко более), повышенные ее значения характерны для полимиктовых песчаников и песчаников с глинисто-карбонатным цементом.

Механические свойства песчаников зависят от текстуры, структуры, характера обломков, состава цемента, типа цементации и

изменяются в широких пределах. Так, предел прочности на сжатие колеблется от 1—2 до 250 МПа и более. Высокой прочностью (70—200 МПа и более) обладают кварцевые и кремнистые песчаники. Для песчаников с известковым цементом прочность изменяется от 20 до 100 МПа. Небольшую прочность имеют песчаники с глинистым и гипсовым цементом и полимиктовые песчаники.

Зависимость между составом и количеством цемента, с одной стороны, и прочностью — с другой, представлена на рис. 6. Наибольшую прочность придают песчаникам тонкие пленки цемента, утолщение пленок понижает их прочность. Последняя падает при увеличении пористости песчаников. Например, для песчаников среднего карбона Донбасса предел прочности на сжатие составляет (в МПа): при пористости 1—5% — 150—200, при пористости около 10% — 80—110 и при пористости более 15% — < 50. При одинаковой пористости песчаники с глинисто-серицитовым цементом менее прочны, чем с кварцево-серицитовым.

При других видах напряженного состояния предел прочности песчаников составляет (в процентах от прочности на сжатие): при растяжении — 2,5, при изгибе — 6—20, при сдвиге — 11—12. Модуль упругости при сжатии — $31 \cdot 10^3$ МПа, коэффициент Пуассона — 0,19.

При инженерно-геологических исследованиях устанавливают мощность и условия залегания песчаников. Описывают гранулометрический и минеральный состав, форму зерен, характер цемента, окраску, слоистость, трещиноватость, следы выветрелости и т. п. В лаборатории уточняют состав породы, составляют ее петрографическое описание, определяют состав цемента, плотность и объемную массу, водопоглощение и водонасыщение, морозостойкость, прочность, размягчаемость.

СКАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ — ОСНОВАНИЯ И ВМЕСТИЛИЩА СООРУЖЕНИЙ И ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Скальные породы — основания и вместилища сооружений

Для промышленных и гражданских сооружений скальные породы являются надежными основаниями, поскольку имеют высокую несущую способность, не дают осадки под обычными строительными нагрузками, фундаменты в них мало заглубляются.

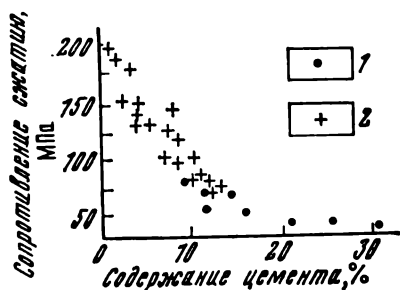


Рис. 6. Влияние состава и содержания цемента на прочность песчаников при сжатии. По Б. В. Залесскому и Ю. А. Розанову: 1 — железисто-глинисто-серицитовый цемент; 2 — кварцево-серицитовый цемент

Однако нередко из-за большой трещиноватости скальные породы поверхностной зоны обладают высокой водопроницаемостью.

Несущую способность (прочность) скальных грунтов Φ независимо от размеров и глубины заложения фундаментов вычисляют по формуле

$$\Phi = R_c b l,$$

где R_c — расчетное значение временного сопротивления образцов скального грунта сжатию в водонасыщенном состоянии; b и l — соответственно приведенные ширина и глубина фундамента (СНиП II-15—74).

При постоянно действующих горизонтальных нагрузках (например, в подпорных стенках) величину Φ определяют по нормам проектирования оснований гидротехнических сооружений на скальных грунтах.

Вертикальные нагрузки от крупных гидротехнических сооружений достигают 10 МПа и более. Прочность скальных пород как оснований таких сооружений является вполне достаточной. Однако необходимо учитывать возможность деформаций за счет сжатия горизонтально ориентированных трещин разгрузки. Особое внимание обращают на возможность фильтрации воды под сооружением. Выветрелые породы сильно водопроницаемы, что вызывает необходимость принятия мер, существенно уменьшающих фильтрационные потери. К ним относятся: 1) съем наиболее трещиноватого слоя; 2) устройство зуба, углубляемого в слой нетрещиноватой или малотрещиноватой породы (зуб увеличивает также прочность контакта породы с сооружением); 3) устройство понуров — водонепроницаемых экранов, расположенных на поверхности русла в верхней части плотины и предназначенных для удлинения пути фильтрации воды. Понижение водопроницаемости трещиноватых скальных пород достигается также методами технической мелиорации грунтов (цементации, глинизации, битумизации), позволяющими создавать противофильтрационные завесы в основании плотин и в местах стыка плотин с берегом.

В скальных породах часто проходят горные выработки в связи с добычей полезных ископаемых, строительством туннелей при проведении железных и автомобильных дорог и линий метро, возведением гидротехнических и других сооружений. При проходке горных выработок обращается внимание на крепость пород, проявления горного давления (вывалы, образование трещин, сдвигание пород и т. п.) и на способность пород к выветриванию.

Под крепостью понимают суммарное сопротивление горных пород действию внешних сил, что проявляется в той или иной трудности их проходки. Для характеристики крепости пород пользуются классификацией М. М. Протодьяконова (табл. 3). Скальные породы соответствуют первым трем-четырем ее категориям.

Вопросы горного давления являются сложными и слабо разработанными. Проведение подземных выработок нарушает распределение напряжений в массиве горных пород. При этом неред-

ко происходят вывалы породы и так называемое стреляние, т. е. отскок кусков породы со стенок и с кровли. Скальные породы, залегающие выше выработки, оказывают давление не только на кровлю, но и на боковые стенки выработки. Горное давление может быть также вызвано напряжениями тектонического характера. Для предотвращения вывала и стреляния пород кровлю и стенки подземных выработок крепят.

Таблица 3
Классификация горных пород по крепости. По М. М. Протодякову

Категория крепости	Степень крепости	Порода	Коэффициент крепости $f_{кр}$
1	2	3	4
I	В высшей степени крепкие породы	Наиболее крепкие, плотные и вязкие кварциты и базальты. Исключительные по крепости другие породы	2,0
II	Очень крепкие породы	Кварцевые порфиры, очень крепкие граниты, кремнистые сланцы, менее крепкие, чем указанные выше, кварциты. Самые крепкие песчаники и известняки	1,5
III	Крепкие породы	Граниты и гранитоиды. Очень крепкие песчаники и известняки. Кварцевые рудные жилы. Очень крепкие железные руды	1,0
IIIa	То же	Крепкие известняки. Некрепкие граниты. Крепкие песчаники. Крепкий мрамор, доломиты, колчедан	0,8
IV	Довольно крепкие породы	Обыкновенные песчаники. Железные руды	0,6
IVa	То же	Песчанистые сланцы. Сланцевые песчаники	0,5
V	Средней крепости породы	Крепкие глинистые сланцы. Некрепкие песчаники и известняки. Мягкие конгломераты	0,4
Va	То же	Разнообразные сланцы (некрепкие). Плотные мергели	0,3
VI	Довольно мягкие породы	Мягкие сланцы, очень мягкие известняки, каменная соль, гипс, мерзлый грунт, антрацит, обыкновенные мергели, разрушенные песчаники, цементированная галька и хрящ-каменистый грунт	0,2
VIa	Щебнистый грунт	Разрушенные сланцы, слежавшаяся галька и щебень, крепкий каменный уголь, отвердевшие глины	0,15
VII	Мягкие породы	Глины (плотные), мягкий каменный уголь, крепкие наносы — глинистые грунты	0,10
VIIa	То же	Легкие песчанистые глины, лёсс, гравий	0,08
VIII	Землистые породы	Растительная земля, торф, мягкие суглинки, сырые пески	0,06
IX	Сыпучие породы	Пески, осыпи, мягкий гравий, насыпная земля, добытый уголь	0,05
X	Плывучие породы	Плывуны, болотистый грунт, разжиженный лёсс и другие разжиженные грунты	0,03

* $f_{кр}$ принимают 0,001 от предела прочности на сжатие (в МПа).

Первоначально полагали, что горное давление на кровлю подземной выработки связано с действием веса столба пород над

выработкой. Однако уже давно выявлено, что это давление меньше. Расчет горного давления основан на ряде теорий. Наиболее распространена теория свода естественного равновесия, разработанная М. М. Протодяконовым. Только в пределах свода естественного равновесия, имеющего форму параболоида, породы давят на кровлю подземной выработки. Над параболическим сводом породы не оказывают давления на крепь. В изверженных и метаморфических породах высота свода меньше, чем в других менее слитных породах. Однако и в них по трещинам могут вываливаться крупные блоки пород.

Давление горных пород, отнесенное к 1 пог. м кровли выработки P , определяют по формуле

$$P = \frac{4}{3} ab\gamma,$$

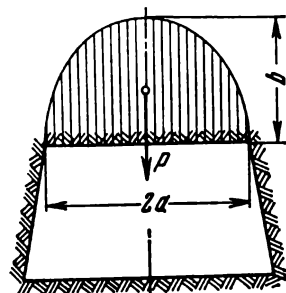


Рис. 7. Расчетная схема для определения горного давления на крепь выработки. По М. М. Протодяконову

где a — полупролет выработки, м; b — высота свода естественного равновесия, м. При сроке выработки более одного года

$$b = \frac{2a}{f_{\text{креп}}}.$$

Здесь $f_{\text{креп}}$ — коэффициент крепости по М. М. Протодяконову (см. табл. 3); γ — объемная масса породы, кг/м³.

Расчетная схема для определения горного давления на крепь выработки представлена на рис. 7.

Давление на крепь определяют с помощью динамометров (механических, гидравлических, электрических), которые предварительно тарируют для того, чтобы выразить результаты показателей в размерности напряжений. Горное давление зависит от глубины заложения выработок, однако зависимость эта сложная и имеет явно нелинейный характер.

При большой ширине выработок происходят сдвиги горных пород (обрушение свода, сдвиг по напластованию и т. п.), которые нередко достигают дневной поверхности и проявляются в образовании трещин и ступенчатых провалов. Для сдвигения важное значение имеют прочность и степень трещиноватости пород, способность их к пластическим деформациям, глубина подработки поверхности земли, мощность и характер покровных рыхлых отложений. Теоретические методы расчета сдвигения горных пород отсутствуют. Применяемые полуэмпирические и эмпирические формулы недостаточно надежны, поскольку основаны на геометрической характеристике разреза (мощность и углы падения пластов, глубина разработки и т. п.) и не учитывают состав и свойства горных пород.

Скальные породы — естественные строительные материалы

Скальные породы как строительные материалы подразделяют: по объемной массе — на тяжелые, или плотные ($> 1800 \text{ кг/м}^3$), и легкие, или пористые ($< 1800 \text{ кг/м}^3$); по прочности на сжатие (0,1 МПа) — на марки 4, 7, 10, 15, 25, 35, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1000; по морозостойкости ($M_{рз}$) — на марки 10, 15, 25, 35, 50, 100, 150, 200, 300, 500; по коэффициенту размягчаемости на четыре группы: 0,60; 0,75; 0,90; 1,00.

Скальные породы применяют в качестве: а) строительного камня для возведения стен и фундаментов, облицовочного, кровельного, скульптурного и дорожно-строительного материала; б) материала для возведения плотин и дамб из каменной наброски; в) инертного материала в бетонных смесях.

К каменному стеновому материалу предъявляют следующие требования: а) достаточная прочность; б) низкая объемная масса; в) плохая теплопроводность (это свойство особенно существенно для жилых зданий, расположенных в умеренной полосе и к северу от нее); г) морозостойкость не ниже $M_{рз} 15$; д) коэффициент размягчения более 0,60. Для кладки стен зданий используют камни правильной формы (так называемый штучный камень) и пиленые камни, изготовленные путем выпиливания из известняков, туфов, доломитов и других горных пород с объемной массой менее 2200 кг/м^3 . Камни не должны иметь прослоев глины и видимых трещин.

Как стеновой материал часто применяют арктическую туфовую лаву, представляющую собой один из вулканических аналогов диоритов (месторождение у с. Арктик вблизи г. Ленинакана). Цвет арктической лавы от белого до черного, плотность 2560 кг/м^3 , объемная масса $750\text{—}1400 \text{ кг/м}^3$, пористость 57—60%, предел прочности на сжатие 4—22 МПа. Из арктического туфа изготавливают блоки правильной формы, так как он легко пилится и обтесывается.

Для фундаментов используют бутовый камень — крупные куски неправильной формы и объемом $0,01\text{—}0,02 \text{ м}^3$. В бутовом камне допускается содержание в количестве до 30% кусков меньших размеров. Требования к бутовому камню: 1) предел прочности на сжатие более 15—20 МПа, если предел прочности меньше, то камень должен быть стойким к выветриванию; 2) неразмочаемость; 3) водопоглощение не более 6%; 4) морозостойкость (камни должны выдерживать 15-кратное замораживание и оттаивание); 5) коэффициент размягчения не менее 0,70. Для кладки фундаментов используют все невыветрелые скальные породы. Бутовый камень применяют также для кладки стен, подпорных стенок и устоев мостов.

Дорожно-строительными материалами могут служить различные скальные породы. Из вулканических пород только диабазы и базальты пригодны для изготовления штучного камня правильной

формы. Другие вулканические породы применяют в виде щебня. Кварциты используют как штучный камень и как щебень.

Скальные породы применяют в виде брусчатки, бортового камня, булыжного камня и щебня. Брусчатка — камень, обтесанный в виде параллелепипеда. В зависимости от класса дороги применяют брусчатку различного размера. Бортовой камень служит для отделения проезжей части автомобильных дорог от сбочин. Булыжный камень бывает окатанным или имеет форму, получающуюся при дроблении пород в карьере. Размеры камня 1-го и 2-го сортов более 11 см, 3-го сорта — более 7 см. Булыжный камень применяют при мощении мостовых, укреплении откосов, устройстве оснований под совершенные покрытия.

Щебень получают при дроблении скальных горных пород. Различают щебень отсортированный и рядовой, содержащий различные гранулометрические фракции. Зерен пластинчатой формы в щебне должно быть не более 15—25%, глинистых и пылеватых частиц — не более 2—3%.

Щебень служит для покрытий и оснований под совершенные покрытия. Выбор того или иного камня для щебня зависит от интенсивности движения по дороге и от ее значения. Технические требования, предъявляемые к скальным породам как дорожно-строительным материалам, изложены в соответствующих ГОСТ.

В значительном количестве щебень применяют как заполнитель в бетонных смесях. Вяжущим веществом в них являются цемент, известь, асфальт и другие материалы. Крупным заполнителем служит щебень, мелким — гравий и песок. Заполнитель увеличивает прочность, уменьшает расход вяжущего вещества и снижает усадку бетона. Иногда, например для возведения стен, применяют легкий бетон. Для его изготовления используют щебень из пород с малой объемной массой (арктикский туф, пемза и др.) или готовят бетонные смеси, содержащие воздушные полости. Для бетона предпочтительны прочные породы, за исключением кварцита, так как он плохо скрепляется с цементом. Требования, предъявляемые к щебню и другим заполнителям бетона, приведены в ГОСТ.

Скальные породы применяют при изготовлении вяжущих веществ, литых изделий, огнеупорных материалов и т. п. Цементы — минеральные вяжущие, которые получают при обжиге и помолу мергелей или смесей известняков с глиной. Глина может быть заменена некоторыми другими породами, например диатомитами и трепелами.

Литые изделия представляют собой искусственные камни, получаемые в результате плавления горных пород и застывания их в специальных формах. Обычно применяют базальты и диабазы как наиболее легкоплавкие породы. Температура плавления базальта составляет примерно 900° С. Расплавленный базальт первоначально выдерживают в формах при температуре 850—900° С, а затем медленно охлаждают, что благоприятствует процессу раскристаллизации. Литые камни обладают весьма значительной

прочностью ($R_{сж}$ до 850 МПа), химической стойкостью, диэлектрическими свойствами. Из них изготавливают изоляторы для линий высокого напряжения, трубы, химические сосуды, хозяйственные предметы и т. п.

В огнеупорной промышленности из скальных пород применяют кварциты и песчаники. Динасовые изделия получают при обжиге кварцита и песчаника на известковой смазке. Обжиг производят при температуре 1430—1480°С. Они сохраняют прочность и не деформируются при высокой температуре.

В химической промышленности кварциты и андезиты применяют для изготовления кислотоупорных резервуаров. В металлургической промышленности из кварцитов получают кремний, используемый как добавка при изготовлении специальных сталей и кислотофлюса при выплавке меди и никеля. В электротехнике из мрамора и кровельных сланцев изготавливают распределительные щитки. Наличие рудных минералов, особенно если они находятся в виде прожилок, резко снижает диэлектрические свойства горных пород.

ГЛАВА II

ПОЛУСКАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ

К полускальным грунтам относятся выветрелые разновидности скальных пород, пирокластические и многие осадочные породы (брекчии и конгломераты, непрочные песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и др.). Полускальные грунты более влагоемки и водопроницаемы и менее прочны (особенно в водонасыщенном состоянии), чем скальные. Водопроницаемость их зависит от трещиноватости и степени выветрелости. Предел прочности на сжатие в водонасыщенном состоянии согласно СНиП II-15—74 менее 5 МПа. Рассмотрим основные разновидности полускальных грунтов.

БРЕКЧИИ И КОНГЛОМЕРАТЫ

Брекчии сложены сцементированными угловатыми обломками горных пород, встречаются редко и мощных толщ не образуют. Выделяют брекчии вулканогенные, содержащие много туфогенного материала, тектонические, характеризующиеся сильным дроблением обломков, осадочные (брекчии обвалов, оползней, осыпей и др.). При исследовании брекчий обращают внимание на условия их залегания, минеральный и петрографический состав, выветрелость обломков, их величину, форму, характер поверхности, состав и прочность цемента, окраску обломков и цемента.

Конгломераты сложены сцементированными окатанными обломками, состоящими из пород, более или менее удаленных от места нахождения конгломератов. Выделяют конгломераты морские, речные, селевые, ледниковые. По окатанности обломков можно судить об условиях образования породы и длительности транспортировки материала. Хорошая окатанность обломков указывает на морской генезис конгломератов и на сильные течения, слабая окатанность — на континентальные условия (селевые выносы, речные потоки и т. п.). Петрографический состав конгломератов, характер обломков и их ориентировка свидетельствуют о составе размытых пород и способе переноса.

Степень заполнения цементом пустот в конгломератах может быть различной. Прочность конгломератов в значительной степени определяется составом цемента: кремнистый цемент водостоек и механически прочен; известковый и гипсовый цементы растворимы; глинистый цемент водонепрочен. Иногда встречаются непрочные конгломераты с галькой из филлитов и мергелей.

В горных районах конгломераты широко распространены, мощность пластов их достигает нескольких сотен метров. Они встречаются среди осадочных пород различного геологического возраста.

Некоторые конгломераты с кремнистым цементом и галькой из прочных пород являются скальными грунтами. В бассейне верхнего Амура девонские и мезозойские конгломераты отличаются значительной прочностью на сжатие (около 140 МПа в воздушно-сухом состоянии и около 100 МПа после испытания на морозостойкость), пористость их равна приблизительно 3%, водопоглощение около 0,25%. Однако здесь же распространены водонепрочные конгломераты с глинистым и песчано-туфовым цементом.

НЕПРОЧНЫЕ ПЕСЧАНИКИ

Непрочные песчаники имеют глинистый и мергелистый цемент. Они встречаются, например, среди меловых отложений бассейна Дона и неогеновой толщи Восточного Закавказья. Песчаники в толще палеогена Волгоградского Поволжья залегают в виде маломощных (0,5—0,8 м) пластов. Преобладают слабые песчаники, сцементированные опало-глинистым веществом, однако встречаются песчаники средней прочности и крепкие, сцементированные опалом и халцедоном. Предел прочности на сжатие (в МПа) этих песчаников составляет соответственно менее 2,5—3; 3,0—7 и более 7.

К слабым песчаникам относят иногда и алеврито-песчаные породы с пределом прочности на сжатие менее 0,55 МПа. Они содержат песчаные частицы в количестве 77—85%, плотность их составляет 2680—2720 кг/м³, влажность 21,6—26,8%, объемная масса 1900—1980 кг/м³, объемная масса скелета 1460—1630 кг/м³, коэффициент пористости 0,669—0,856, относительное сжатие 2,1% [Покровская, 1960].

АЛЕВРОЛИТЫ

Алевролиты — цементированные аналоги алевритовых, т. е. пылеватых пород, состоящих преимущественно из частиц 0,05—0,002 мм. Это твердые породы различной окраски, часто слоистые, раскалываются на остроугольные обломки, имеют раковистый излом. Они влагоемки, при водонестойком цементе в воде растрескиваются и размокают. Цемент в алевролитах такой же, как и в песчаниках.

Часто встречаются мономинеральные кварцевые алевролиты, реже олиго- и полимиктовые разновидности. В грубозернистых алевролитах преобладают полуокатанные зерна, в тонкодисперсных — угловатые. Эоловые алевролиты характеризуются повышенной окатанностью зерен.

Для алевролитов отмечается зависимость состава от тектонических условий. Вблизи геосинклинальных областей алевролиты

полиминеральные и слабо сортированные (например, пермские алевролиты Приуралья). На платформах они почти мономинеральны, тонко- и однороднозернисты.

В большинстве случаев алевролиты формировались в прибрежно-морских условиях. Однако генезис их может быть также озерным, лагунным, аллювиальным и эоловым. Иногда встречаются осадочно-пирокластические алевролиты, отличающиеся слабой цементацией.

Физико-механические свойства алевролитов разнообразны и зависят от состава зерен, цемента и структурных особенностей. В целом они характеризуются жесткими связями, малой пористостью (10—15% и менее), отсутствием набухания. Объемная масса их равна 2000—2800 кг/м³, предел прочности на сжатие 3—30 МПа и более, модуль деформации менее $2,5 \cdot 10^3$ МПа. Слоистые алевролиты характеризуются анизотропией показателей свойств. Алевролиты района Братской ГЭС имеют предел прочности на сжатие поперек слоев в среднем 45,1 МПа, а вдоль слоев — 24,6 МПа.

Некоторые алевролиты в сухом состоянии обладают такой же высокой прочностью, как и скальные породы. Так, предел прочности кварцевых алевролитов девона и юры в бассейне верхнего течения Амура достигает 100—130 МПа. Эти алевролиты в воде не размокают, но коэффициент размягчаемости их составляет 0,56—0,73 и более. Часто даже прочные алевролиты на дневной поверхности быстро превращаются в щебень. Наиболее характерным сравнительным показателем алевролитов является предел прочности на сжатие при естественной влажности.

Алевролиты водопроницаемы по трещинам. В нижнемеловых алевролитах района Нурекской ГЭС (р. Вахш, Таджикистан) коэффициент трещинной пустотности в поверхностной зоне составляет 1—2% (реже до 7%), на глубине 8—10 м — 0,3% и менее.

АРГИЛЛИТЫ

Под аргиллитами понимают существенно преобразованные глинистые породы. Они обладают хрупкостью, нередко слоистостью, имеют раковистый излом, обычно темно-серую окраску. В воде аргиллиты не набухают, одни разновидности их не размокают, другие же распадаются на тонкие (до 1 мм) плитки и пылевидные агрегаты. Аргиллиты относятся к тем же фациям, что и глины. Они занимают промежуточное положение между осадочными и слабо метаморфизованными породами. Образование их связано со сдавливанием, дегидратацией и частичной перекристаллизацией глин.

Различают аргиллиты, текстура которых не изменена давлением, и аргиллиты сланцеватые. К первым относятся массивные и микрослоистые аргиллиты, а также известковые, битуминозные, углистые и некоторые другие разновидности. В сланцеватых аргиллитах плоскости раскола на плитки не совпадают, как правило, со слоистостью; они характеризуются шелковистым отливом на

поверхностях раскола, темно-серой окраской и частичной перекристаллизацией глинистого вещества. Сланцеватые аргиллиты — породы, затронутые, процессом метаморфизма — занимают промежуточное положение между обычными аргиллитами и филлитами; текстура их обусловлена тектоническим давлением.

Ниже приведены данные о составе и физико-механических свойствах аргиллитов некоторых районов.

В аргиллитах Среднего Урала преобладают каолинит и гидрослюда, присутствуют тонкорассеянный кремнезем, полевые шпаты, цветные минералы, карбонаты, гидроокислы железа, углистые остатки. Цементом служит преимущественно глинистое вещество, частично перекристаллизованное. При дисперсном методе гранулометрического анализа по сравнению с полудисперсным (добавка к суспензии NH_4OH) содержание частиц менее 0,001 мм возрастает в 3—5 раз (от 7—8 до 23—35%). Плотный остаток водных вытяжек составляет лишь 0,12—0,16%, емкость обмена — 21,9—41,0 мг-экв, в составе обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} . Плотность аргиллитов составляет 2720—2780 кг/м³, объемная масса — 1810—2010 кг/м³, пористость — 26,4—34,9%, верхний предел пластичности — 0,47—0,49, число пластичности — 0,17—0,21. Предел прочности на сжатие воздушно-сухих образцов составляет перпендикулярно слоистости 13,8—17,3, параллельно ей — 10,1—13,8 МПа; при влажности капиллярной влагоемкости он не превышает 0,05—0,15 МПа. Сопротивление скалыванию воздушно-сухих (5,2—6,4%) аргиллитов равно 3,3—5,16 МПа, а при естественной влажности (10,2—12,8%) — 2,08—2,75 МПа [Мельников, 1951].

Аргиллиты Карагандинского угольного бассейна в отличие от охарактеризованных выше более литифицированы; влажность их равна лишь 5—8%, пористость — 11—19%, объемная масса скелета — 1980—2350 кг/м³, предел прочности на сжатие — 10—38 МПа. Они практически несжимаемы, хрупки, при сдвиге скалываются. Несмотря на значительную литификацию, аргиллиты в воде распадаются, образуя устойчивую суспензию и агрегированный осадок. Органические вещества содержатся в количестве 1—3% и более. Поглощающий комплекс насыщен преимущественно Na^+ (21—57%) и Mg^{2+} (24—41%); емкость обмена — 14,2—24,0 мг-экв. В поверхностной зоне аргиллиты быстро выветриваются, становятся трещиноватыми, повышается их водопроницаемость. Коэффициент фильтрации аргиллитов в районе трассы канала Иртыш — Караганда составляет $(2,88—6,94) \cdot 10^{-6}$ м/с.

Типичные аргиллиты встречаются в геосинклинальных областях и в глубоких частях краевых прогибов, в меньшей мере — в межгорных впадинах. На платформах они вскрываются на большей глубине, но аргиллитоподобные породы находятся и в поверхностной зоне. Аргиллитоподобные породы, встречающиеся, например, в разрезе палеогена Волгоградского Поволжья, слабо и неравномерно сцементированы опалом, содержат прослои (до 1 мм) пылеватого материала. В них преобладают монтмориллонит

и гидрослюда; содержание частиц менее 0,005 мм равно 28,5—30,6%; показатели физико-механических свойств таковы: плотность — 2710 кг/м³, объемная масса — 1800—1830 кг/м³, влажность — 33,5—38,4%; объемная масса скелета — 1300—1380 кг/м³, коэффициент пористости — 0,964—1,085, степень влажности — 0,94—0,96, число пластичности — 0,36—0,41, коэффициент сдвига при консолидированном сдвиге 0,47—0,59, при неконсолидированном сдвиге — 0,33—0,37; относительное сжатие — 0,68—2,72%.

Разновидностью аргиллитов являются так называемые сухарные глины, распространенные в Подмосковном каменноугольном бассейне. Они имеют светлую окраску, каолиновый состав, высокую дисперсность. В оптически аморфной массе сухарных глин наблюдаются кристаллы листоватого каолинита (0,05—0,10 мм) и тонкорассеянного глинозема. Они характеризуются более низкой, чем собственно аргиллиты, прочностью, а также хрупкостью, неразмокаемостью, малой пластичностью, раковистым изломом, брекчиевидной текстурой, залеганием среди недислоцированных и неметаморфизированных пород. Сухарные глины — промежуточные породы между глинами и аргиллитами, в образовании их важную роль играет выпадение коллоидных веществ в форме геля, старение коллоидов и частичная перекристаллизация. Брекчиевидная текстура обусловлена неоднократно повторяющимся высыханием мелких озер и растрескиванием осадков.

Интересной разновидностью аргиллитов являются так называемые ваппы, приуроченные к нижней части казанского яруса перми Приуралья. Ваппы изучались в связи с гидротехническим строительством [Ремизников, 1956]. Это пестроцветные породы, жирные на ощупь, дающие при трении блестящую поверхность. Ваппы содержат 17,8—30,2% CaCO₃ и являются породами, промежуточными между аргиллитами и мергелями. Среди обломочных минералов преобладают полевые шпаты, кварц, хлорит, среди глинистых минералов — монтмориллонит. Содержание известково-глинистого вещества достигает 88%; по гранулометрическому составу наиболее распространены тяжелые суглинки.

В зоне аэрации ваппы покрыты многочисленными трещинами и превращаются с течением времени в пластичную глину. После непродолжительного пребывания на воздухе образцы ваппов в воде рассыпаются на остроугольную щебенку и изогнутые пластинки. Эта особенность связана с повышением содержания в ваппах монтмориллонита. Уменьшение влажности вызывает сжатие породы и образование в ней микротрещин, увеличение влажности — неравномерное ее набухание.

В природных условиях ваппы встречаются в различной консистенции. Пределы колебания и средние значения естественной влажности и коэффициента пористости ваппов приведены в табл. 4. Наиболее часто встречающиеся полутвердые ваппы характеризуются следующими средними значениями показателей свойств: плотность — 2750 кг/м³, объемная масса — 2100 кг/м³, объемная масса скелета — 1860 кг/м³, естественная влажность —

18,5%, пористость — 33%, верхний предел пластичности — 0,31, нижний предел — 0,2, коэффициент уплотнения — 0,0008 МПа⁻¹, коэффициент внутреннего трения — 0,35, сцепление — 0,01 МПа.

Таблица 4

Естественная влажность и коэффициент пористости вапнов

Консистенция вапнов	Естественная влажность W , %	Коэффициент пористости e
Твердая	8—15 (12,0)	0,25—0,40 (0,31)
Полутвердая	15—23 (18,5)	0,40—0,60 (0,50)
Пластичная	23—31 (25,0)	0,60—0,81 (0,68)

Примечание. В скобках даны средние значения.

Механические свойства слоистых аргиллитов анизотропны. При одноосном сжатии предел прочности перпендикулярно слоистости больше, а модуль упругости меньше, чем при сжатии параллельно слоистости. Если принять предел прочности и модуль упругости аргиллитов Донбасса при давлении перпендикулярно слоистости за 100, то при давлении параллельно напластованию эти показатели соответственно равны 65—71 и 205—280. Аргиллиты, как и алевролиты, характеризуются повышенными значениями коэффициента размягчаемости. Ввиду различий в текстурно-структурных признаках, составе и степени литификации пределы колебаний механических свойств аргиллитов колеблются в широких пределах. Для песчано-глинистых сланцев Донбасса, например, отношение максимального значения предела прочности к минимальному колеблется от 6,4 до 9,4.

В полевых условиях выявляют мощность, элементы, залегания, слоистость, сланцеватость, выветрелость, трещиноватость, устойчивость в откосах. Лабораторные исследования проводят с учетом некоторой литификации аргиллитов. Механические свойства определяют при различной влажности образцов, вдоль и поперек слоистости (сланцеватости). Откосы выемок в аргиллитах рекомендуется облицовывать, а котлованы не держать открытыми в течение длительного времени.

МЕРГЕЛИ

Мергели — породы, промежуточные между известняками и доломитами, с одной стороны, и глинами — с другой. Окраска мергелей разнообразна, но большей частью светлая. Структура — псаммопелитовая и алевроитовая. Встречаются слоистые и неслоистые разновидности мергелей. Во флишевых отложениях мергели чередуются с песчаными и глинистыми прослоями. Если карбонатный материал распределен неравномерно, мергели имеют пятнистую текстуру. Содержание глинистых частиц колеблется от 20 до 70%. В соответствии с их содержанием выделяют собственно мергели (20—40%) и глинистые мергели (40—70%). В песчано-

пылевой фракции находятся кварц, полевой шпат, пирит, глауконит и другие минералы. Мергели встречаются среди отложений различного возраста. Образование их происходило в морской, лагунной и озерной среде вблизи побережий водоемов при одновременном осаждении карбонатных и глинистых частиц.

Физико-механические свойства мергелей зависят от их состава и консистенции. В сухом состоянии мергели прочны ($R_{сж} = 3—30$ МПа, редко более) и устойчивы в откосах. С увеличением содержания глинистых частиц до 40—50% прочность растет, а при большем их содержании снижается, при этом зависимость свойств от степени увлажнения становится более отчетливой. Глинистые мергели способны к сжатию, размоканию и набуханию; откосы выемок в них покрыты мелким щебнем и неустойчивы при увлажнении. При преобладании карбонатного цемента, а также при окремнении мергели водостойки и имеют повышенную прочность.

Мергели, называемые «трескунами», в которых глинистые частицы представлены монтмориллонитом, обладают склонностью к быстрому выветриванию, что внешне проявляется в растрескивании и неустойчивости породы. Собственно мергели более прочны и водостойки, чем глинистые мергели и мергелистые глины.

Мергели некоторых районов (Соликамск, Воронежская обл.), а также мел и мелоподобные породы исследованы И. М. Горьковой [1962]. Мергели района Соликамска — морские отложения нижнепермского возраста P_1^* . Они содержат $CaCO_3$ от 20,1 до 38,5%, $CaSO_4$ — 1,1—13,7%, плотный остаток водных вытяжек составляет 1,1—1,5%. Емкость обмена их — 18,3—19,0 мг-экв, в составе обменных катионов существенно преобладает Mg^{2+} . Естественная влажность равна 12,7—19,3%, объемная масса — 2090—2310 кг/м³, пористость — 25,9—37,1%, верхний предел пластичности — 0,30—0,38, число пластичности — 0,09—0,15.

Верхнемеловые мергели Воронежской области представляют собой плотные, темноокрашенные породы с железистыми примазками и конкрециями, следами жизнедеятельности червей-илоедов, состоящие из $CaCO_3$ (73—80%) и глинистых частиц (20—27%). Емкость обмена их — 13,9 мг-экв, реакция среды — слабощелочная. По элементарному составу мергели соответствуют глинам, по микроагрегатному составу — средним и тяжелым пылеватым суглинкам.

Показатели физико-механических свойств воронежских мергелей следующие: естественная влажность — 19,3—23,8%, плотность — 2760 кг/м³, объемная масса — 1960—2050 кг/м³, пористость — 38,8—42,4%, степень влажности — 0,78—0,92, верхний предел пластичности — 0,37—0,39, число пластичности — 0,18—0,19. Мергели способны к набуханию (до 4%), при этом влажность увеличивается на 2—10%, а пластическая прочность снижается в 26—50 раз. Консистенция мергелей может быть различной, уплотненность средняя ($K_d = 0,6—0,7$), сжимаемость слабая ($a = 0,0001—0,0002$ МПа⁻¹). Предел прочности на сжатие — 2,38—2,51 МПа, пластическая прочность — 0,43—0,58 МПа. При

отношении естественной влажности W , к влажности верхнего предела пластичности W_L , равном 0,67—1,06, нарушение естественной структуры вызывает значительное снижение пластической прочности и резкое (в 5—12 раз) повышение сжимаемости. Сдвигающие усилия приводят к сколу сухих мергелей.

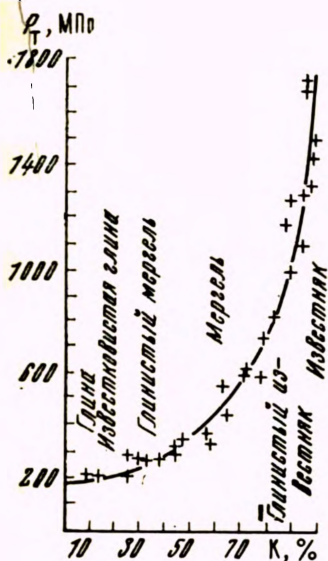
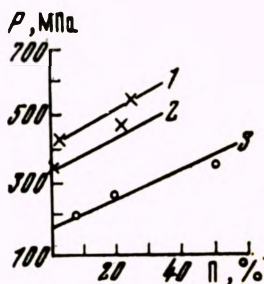


Рис. 8. Влияние содержания кальцита K на твердость P_T пород ряда глина — известняк. По И. С. Финогенову

Рис. 9. Влияние содержания песчано-алевритовой (кварцево-полевошпатовой) фракции P на твердость P_T глинисто-карбонатных пород. По И. С. Финогенову:

1 — мергели, CaCO_3 — 60%; 2 — мергели, CaCO_3 — 54%; 3 — глинистые мергели, CaCO_3 — 32%



Твердость глинисто-карбонатных пород зависит от содержания карбонатов, песчано-алевритовой, преимущественно полевошпатово-кварцевой фракции и пористости. Определение твердости по вдавливанию штампа показало, что она резко возрастает, если количество кальцита превышает 50% (рис. 8). Из рис. 9 видно, что с возрастанием содержания песчано-алевритовой фракции твердость мергелей увеличивается прямо пропорционально.

Структурные связи в мергелях имеют смешанный конденсационно-коагуляционный характер. Деформирование мергелей приводит к хрупкому разрушению большей части структурных связей. Вместе с тем мергели способны к некоторому набуханию и тиксотропному упрочнению.

Инженерно-геологическая классификация мергелей затруднена в связи с разнообразием их состава, степени литификации и свойств и до настоящего времени не разработана. Известны лишь попытки создания региональных инженерно-геологических классификаций мергелей [Приклонский, 1952].

МЕЛ И МЕЛОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ

Собственно мел, или писчий мел, — разновидность мелкозернистых известняков, характеризующихся белым цветом, однородным гранулометрическим составом, слабой цементацией, незначи-

тельной твердостью и высокой пористостью. При содержании глинистых частиц более 5—7% выделяют глинистый мел, отличающийся повышенными влажностью и пластичностью, малой пористостью.

Мел и мелоподобные породы приурочены к платформам. В геосинклинальных областях они превратились в скрыто- и мелкокристаллические известняки. Отложение мела происходило в морских теплых водоемах нормальной солености на глубине от нескольких десятков до 1000 м.

Полоса меловых отложений в Европе протягивается от Атлантического побережья Франции в СССР южнее Москвы через Северную Украину, Белоруссию, бассейны Средней Волги, Верхнего Дона до Западного Казахстана.

Химический, минеральный и гранулометрический состав. По химическому составу пясчид мел состоит из карбоната кальция (до 99% и более). Мел — порода преимущественно органогенная. Особенно много (до 75%) в нем остатков одноклеточных известковых водорослей — кокколитофорид размером 0,005—0,002 мм. Породообразующее значение имеют также простейшие микроорганизмы — фораминиферы, содержание которых составляет 5—40%. В незначительном количестве встречаются остатки раковин белемнитов, аммонитов и другой фауны.

Мел содержит порошкообразный кальцит (от 5 до 60%, редко более), размер частиц которого составляет преимущественно 0,01—0,0005 мм. Основная масса его образовалась не хемогенным путем, а в результате переработки водой и илоедами остатков микроорганизмов. Мел многократно перерыт ходами илоедов, уничтоживших следы слоистости. Порошковатый кальцит является продуктом переработки мела разнообразными илоедными организмами [Бушинский, 1954]. Неразкristаллизованность зерен и рыхлость мела объясняется деятельностью илоедных организмов, покрывавших зерна кальцита органической пленкой [Швецов, 1958].

Во фракции крупнее 0,01 мм преобладает органогенный кальцит (около 87—99%). В качестве примеси находятся кварц, аморфная кремнекислота, пирит, лимонит, полевые шпаты, глаукоцит. В глинистом меле отмечается повышенное содержание кремнекислоты; в глинистой фракции его преобладает монтмориллонит. Известковые обломки скелетов организмов и порошкообразный кальцит часто образуют агрегаты. Емкость поглощения составляет 4,0—9,4 мг-экв, она выше в меле глинистом или содержащем примеси органических веществ. Содержание пылеватых частиц, среди которых преобладают крупнопылеватые (0,05—0,01 мм), составляет 60—80%. Максимальное диспергирование мела отмечается при обработке навески породы NH_4OH и последующем насыщении поглощающего комплекса Na^+ -ионом. При этом в чистом меле содержание фракции 0,005—0,001 мм составляет 42—55%, а частиц менее 0,001 мм — 5—15% (в глинистом меле до 22—34%).

Инженерно-геологические особенности и физико-механические свойства. В естественных обнаже-

ниях мела и в пещерах часто наблюдаются трещины глубиной до 3—4 м, шириной несколько миллиметров, выполненные дресвяно-мучнистым мелом. Ниже меловые породы разбиты системой вертикальных трещин (вероятно, усадочных), пересекающихся под углом примерно 90°. Наблюдаются также широкие (до 15 см) трещины, ориентированные в общем параллельно склону. Подобные трещины образовались при разгрузке берегового склона. На правобережье Дона по ним часто происходят оползни шириной до 300 м и более, придающие береговому склону ступенчатый рельеф.

Меловой карст проявляется в виде редко встречающихся воронок различного размера и формы. С ним также связаны пещеры и «исчезающие» реки. При бурении в меловых породах обнаруживаются подземные карстовые полости размером до 1,5—2 м, редко более. Карстовые образования во многих случаях размыты или погребены под покровными породами. Следует учитывать, что мел способен вследствие рыхлости сложения к значительной механической суффозии, скорость которой примерно в 4—6 раз превосходит скорость растворения. Растворение мела и интенсивное карстообразование частично предотвращаются при наличии защитных органических и глинисто-коллоидных пленок, облегающих карбонатные частицы.

Использование методики Г. И. Бушинского (пропитывание пластинок мела машинным маслом) позволяет выделить в однородных меловых породах ряд текстур: ихнитовую, жильчатую и брекчиевидную. Образование первой из них объясняется жизнедеятельностью илоедных организмов, второй и третьей — диагенетическими процессами.

Плотность мела равна 2650—2780 кг/м³, объемная масса — 1420—2050 кг/м³, объемная масса скелета — 1320—1560 кг/м³, пористость — 30—54%. Рыхлое сложение имеет перестроженный мел, а наиболее плотное — глинистый. На протяжении миллионов лет меловые отложения уплотнялись слабо, а карбонатные частицы не претерпевали перекристаллизации, что объясняется, по-видимому, стабилизирующим действием пленок аморфной кремнекислоты и органических веществ, облегающих карбонатные частицы.

Естественная влажность мела колеблется от 15 до 48%. Повышенная влажность характерна для глинистого мела. Степень влажности составляет 0,5—1. Гигроскопичность чистого мела равна 0,1—0,2%, глинистого мела — до 2,7%. Верхний предел пластичности чистого мела 0,31—0,33, число пластичности — 0,11—0,14, глинистого мела соответственно 0,3—0,44 и 0,1—0,2. Набухание мела при естественной влажности не больше 0,2—4,3%. Пластическая прочность после набухания понижается по сравнению с исходной в 2—26 раз. При нарушении сложения и влажности, близкой к влажности нижнего предела пластичности, набухание достигает 9,8—14,8%. Величина набухания зависит от сохранности структуры мела и исходной его влажности (рис. 10).

Мел проникаем для воды только по трещинам. Для нетрещиноватых образцов коэффициент фильтрации составляет примерно $10^{-7} - 10^{-8}$ м/с. По данным опытных наливов он равен $(1,7 - 2,3) \cdot 10^{-5}$ м/с, иногда выше. Вследствие значительной пористости и слабой цементации мел морозонестоек. После 3—10 циклов испытания на замораживание он распадается на обломки размером 1—3 мм.

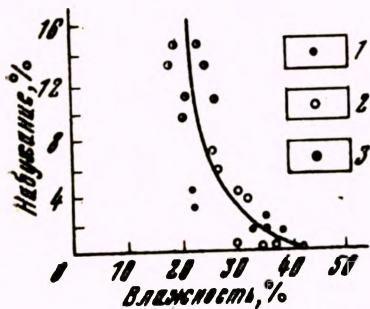


Рис. 10. Зависимость величины набухания мела и мелоподобных пород от влажности. По И. М. Горьковой: 1 — породы с нарушенной структурой и влажностью, близкой к естественной; 2 — породы с естественной структурой; 3 — породы с нарушенной структурой при влажности ниже предела пластичности

Сжимаемость чистого мела незначительна ($a = 0,0004$ МПа $^{-1}$). Характер деформации упругий. Глинистый мел более сжимаем ($a = 0,0007$ МПа $^{-1}$) и дает заметные остаточные деформации. Структурная прочность мела, определяемая методом конического пластометра, очень высокая, но только в узком диапазоне влажности. При влажности W , соответствующей верхнему пределу пластичности W_L , прочность мела при нарушении структуры резко снижается (в 400—2000 раз). Однако уже при отношении $W : W_L \approx 0,8$ прочность образцов естественного и нарушенного сложения почти одинакова.

Очевидно, при этом мел нарушенного сложения из разжиженно-текучего состояния переходит в твердообразное. Тиксотропного упрочнения практически не происходит, но спустя 1—2 сут начинается синеретическое упрочнение мела вследствие отвердевания аморфной кремнекислоты и глинистого цемента, при этом разжиженно-текучий мел приобретает полутвердую консистенцию. Некоторая недоуплотненность мела объясняется формированием указанным путем структурных связей.

Синеретическое упрочнение заметно повышает прочностные характеристики мела. Так, при сжатии водонасыщенного мела неплотного сложения в течение 48 ч пористость его практически не снизилась, между тем как прочностные характеристики возросли: $R_{сж}$ от 2,2 до 3,4—3,5 МПа, $a\phi$ — от 19 до 24—28° [Пузыревская, 1952].

Чистый мел водопроочен. Однако при гидратации коллоидных пленок структурные связи ослабевают и прочность мела понижается. Полное водонасыщение достигается при вакуумировании; предел прочности при этом понижается в 3—4 раза (для глинистого мела больше). Водонасыщенный мел утрачивает хрупкость, становится несколько пластичным. Показатели его механических свойств ниже, чем сухого мела. Показатели сдвига уменьшаются по мере увеличения продолжительности нахождения мела под водой.

Зависимость между напряжением σ и относительной деформации

дней λ для сухого и водонасыщенного мела представлена на рис. 11. С увеличением пористости прочность уменьшается. Предел прочности на сжатие чистого мела с пористостью более 45% равен 1—4 МПа, а глинистого мела с пористостью 45—30% — 4—7 МПа.

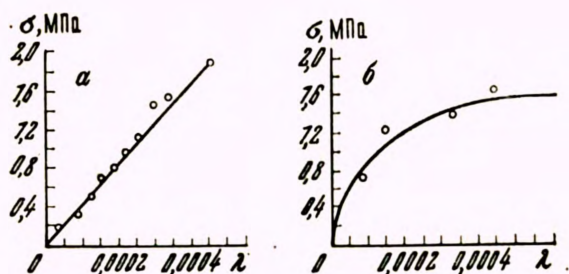


Рис. 11. Зависимость между напряжением σ и относительной деформацией λ мела: а — сухого. б — водонасыщенного. По Т. Н. Пузыревской

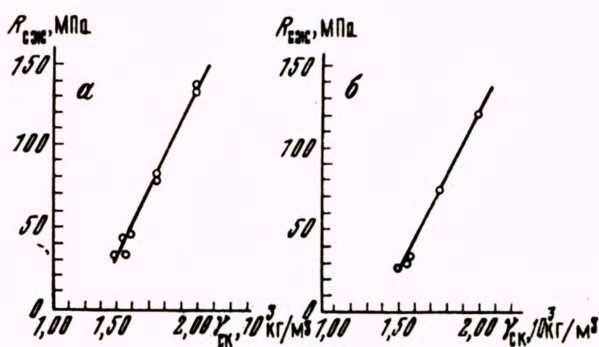


Рис. 12. Зависимость сопротивления сжатию $R_{сж}$ сухого мела от объемной массы скелета $\gamma_{ск}$: а — при испытании в условиях всестороннего сжатия; б — при испытании в условиях свободного расширения. По Т. Н. Пузыревской

Зависимость между пределом прочности $R_{сж}$ и объемной массой скелета ($\gamma_{ск}$) представлена на рис. 12. Примесь песчаных частиц понижает механическую прочность мела, а глинистых частиц, наоборот, ее повышает. Окремнение заметно повышает прочность и водоустойчивость мела как в сухом, так и водонасыщенном состоянии. Увеличение степени доломитизации, т. е. уменьшение отношения $CaO : MgO$, приводит к повышению объемной массы скелета и, следовательно, к уменьшению сжимаемости [Маслов и Леонычев, 1973].

Мелоподобные породы водонестойки, в них отмечается значительная (до 50%) примесь глинистых частиц или, как, например, в породах палеогена Нижнего Поволжья, примесь алевроито-песчаного материала.

Несмотря на повышенную суффозию, потерю прочности при нарушении структуры в условиях высокой влажности меловые породы являются удовлетворительными основаниями сооружений, в том числе и гидротехнических. Однако в последнем случае необходимо выяснять растворимость мела, величину суффозии, потери на фильтрацию, возможность возникновения оползневых явлений.

При полевом изучении мела описывают окраску, текстуру, консистенцию, прочность и твердость, однородность строения, трещиноватость. В лаборатории изучают его состав, структуру и физико-механические свойства. В нерастворимом остатке определяют состав обломочных и глинистых минералов. Гранулометрический состав определяют при дисперсной и микроагрегатной схемах подготовки к анализам, которые следует проводить при малой навеске породы (0,25%-ная концентрация суспензии). Механические свойства определяют для сухих и водонасыщенных образцов.

ИЗВЕСТНЯКИ-РАКУШЕЧНИКИ

Известняки-ракушечники состоят либо из целых или разрушенных известковых ракушек без видимых признаков переноса, либо из раздробленных частично окатанных обломков фауны. Преобладают органические остатки какой-либо одной группы (брахиоподы, мшанки и т. п.). Размер обломков — от 3 до 20 мм, редко более. В некоторых случаях ракушки хорошо окатаны и отсортированы. Наряду с органогенными обломками присутствует тонкодисперсный карбонатный материал, играющий роль цемента. Глинистый цемент имеет небольшое значение, так как содержание SiO_2 незначительное (0,4—6,0%). По химическому составу известняки-ракушечники состоят на 90—98% из CaCO_3 .

Особенностью известняков-ракушечников является высокая пористость (32—73%), причем на долю закрытой пористости приходится примерно 40% от общей. В связи с этим теплопроводность их небольшая. Водопоглощение колеблется от 8 до 32%, объемная масса — от 1300 до 1850 кг/м³. Предел прочности на сжатие незначителен (в МПа): для известняков-ракушечников района Одессы 0,7—1,0, Молдавской ССР — 0,8—1,0 (в среднем 2—2,5), Крыма — 0,4—1,0. Некоторые окрепшие разновидности известняков-ракушечников (плато Устюрт, п-ов Мангышлак) имеют прочность до 15 МПа и более. По прочности на сжатие в сухом и водонасыщенном состоянии известняки-ракушечники разделяют на ряд марок.

Известняки-ракушечники применяют в основном для кладки стен, изготовления фундаментов и получения извести. Основные требования к ним как к строительным материалам следующие: а) отсутствие глинистых прослоев и малое содержание глинистых частиц (нерастворимый остаток до 1,5%); б) водопоглощение не более 30%; в) объемная масса до 1600 кг/м³; г) морозостойкость — после десятикратного замораживания и оттаивания должны отсутствовать повреждения. Для изготовления стеновых бло-

ков пригодны все виды известняков-ракушечников, если в них отсутствуют трещины, прослой глины и мергеля, рыхлые скопления раковин.

Возраст известняков-ракушечников кайнозойский. Они широко распространены на юге СССР.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

Кремнистые породы сложены осадочной кремнекислотой. В составе их преобладают минералы, представляющие собой модификации кремнекислоты: кварц (не в виде обломочных зерен) безводные и водные скрытокристаллические минералы группы халцедона и опала. Силициты залегают в виде пластов, но могут также иметь форму конкреций, жил, линз и гнезд. Конкрекции кремня встречаются в карбонатных, реже глинистых породах.

Образование опала и халцедона возможно как химическим, так и органогенным путем. В силицитах различают остатки кремнистых организмов и минеральную массу. Некоторые силициты почти полностью сложены остатками кремнистых организмов (диатомовых водорослей, губок и т. п.).

По минеральному составу выделяют две группы силицитов: а) опаловую; б) кварцевую и халцедоновую. Первоначально материал силицитов накапливался в опокообразной форме и в виде скелетов организмов. С течением времени этот материал раскристаллизовывался и следы органогенного его происхождения в значительной мере утрачивались. Докембрийские силициты сложены кварцем, палеозойские — кварцем и халцедоном, мезозойские — преимущественно халцедоном, кайнозойские — опалом. В качестве примесей в силицитах встречается песчано-алевритовый материал, карбонаты, окиси и сульфиды железа и др.

К силицитам относятся диатомиты, трепелы, опоки, радиоляриты, яшмы, кремни*.

Диатомиты на 60—80% сложены остатками диатомовых водорослей, имеют органогенную структуру, иногда микрослоистую текстуру. Отличаются серовато-желтой окраской, весьма высокой пористостью (до 90—92%), небольшой объемной массой (420—960 кг/м³), слабой структурной прочностью. Возраст диатомитов кайнозойский. Диатомиты распространены в Поволжье, на Урале, в Закавказье и некоторых других районах.

Трепелы сходны с диатомитами, однако некоторые разновидности их слабо сцементированы. Во влажном состоянии трепелы растираются пальцами. Под микроскопом обнаруживается опал (примерно 75—80%), глинистое вещество, зерна кварца, глауконит, карбонаты и изредка остатки диатомей. Содержание SiO₂ колеблется в пределах 61—98%, Al₂O₃ — 1,1—12,0, Fe₂O₃ — 0,3—

* Диатомиты и трепелы — породы не полускальные. Они рассматриваются здесь для более систематического изложения сведений о силицитах.

7,0%, СаО — 0,2—5,0%, фракции менее 0,01 мм — 36,2—46,2%. Плотность равна в среднем 2400 кг/м³, объемная масса изменяется от 450 до 1400 кг/м³, пористость — от 40 до 80%. Закрытый в основном характер пористости обуславливает низкую теплопроводность. Трепелы применяют как гидравлические добавки к цементам, как сырье для производства кирпича, как легкие материалы для засыпки некоторых конструкций.

Трепелы встречаются среди верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений Украины, Поволжья, Смоленской и Орловской областей.

Опоки на 80—90% состоят из опала (с примесью халцедона), имеют плотное тонкозернистое строение и серую, иногда почти черную окраску. По сравнению с трепелами они более прочны и характеризуются относительно высокой объемной массой (1100—1800 кг/м³). Между опоками и рыхлыми породами существуют промежуточные разновидности (глинистые и песчаные опоки); соответственно составу изменяются и свойства опок. Увеличение глинистости вызывает уменьшение прочности, повышает сжимаемость, пластифицирует связи между частицами.

Третичные опоки, переслаивающиеся с песчаниками и кремнистыми глинами, имеют в среднем плотность 2350 кг/м³, объемную массу — 1300 кг/м³, пористость — до 45%, высокую водостойкость. В связи с трещиноватостью коэффициент фильтрации опок достигает $5 \cdot 10^{-6}$ м/с. Преобладание открытой пористости обуславливает слабую морозостойкость: образцы водонасыщенных опок распадаются после двух — четырех циклов испытания на морозостойкость.

Предел прочности на сжатие широко колеблется, но в среднем равен 26,0—34,4 МПа. Сопротивление сдвигу параллельно напластованию равно 3,7—4,8 МПа. При выветривании опоки легко разрушаются, что необходимо учитывать при проектировании откосов и вскрытии котлованов.

Возраст опок меловой и третичный. В СССР опоки распространены в Поволжье, на восточном склоне Урала, на Украине (вблизи Чернигова).

Спонголиты и радиоляриты встречаются редко. Первые более чем на 50% состоят из спикулей кремнистых губок, вторые — из раковин радиолярий. Это однородные мелкозернистые твердые породы разнообразной окраски.

Яшмы — твердые, высокопрочные, часто слоистые породы, сложенные очень мелкозернистым кварцем и халцедоном. Образуются при выпадении из гидротермальных вод, связанных с процессами вулканизма (Урал, Тянь-Шань).

Кремни сложены тонкозернистым кристаллическим кварцем, халцедоном и опалом и залегают в виде конкреций, приуроченных к выдержанным по простирацию пластам карбонатных и глинистых пород. Генезис кремней может быть диагенетический и эпигенетический. Диагенетические кремни приурочены к первичным элементам текстуры (раковины, ходы животных и т. п.). Эпиге-

детические кремни выполняют трещины и пустоты, секущие различные слои пород.

При инженерно-геологическом изучении силицитов описывают условия залегания, мощность, слоистость, трещиноватость, выветренность, породообразующие минералы и органические остатки. Многие силициты отличаются повышенной пористостью, слабой морозостойкостью, анизотропией слоения и размягчаемостью.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

К пирокластическим породам относятся туфы, туффиты и туфогены. Они занимают промежуточное положение между осадочными и вулканическими породами. Классификация их приведена в табл. 5. При переходе от туфов к туффитам и туфогенно-осадочным породам количество осадочного материала возрастает. С другой стороны, через туфолавы породы переходят от пирокластических к вулканическим. Нередко отмечается переслаивание туфов с осадочными породами.

Т а б л и ц а 5
Классификация пирокластических пород

Породы	Содержание материала, %	
	вулканогенного	осадочного
Вулканические туфы, туфобрекчин	> 90	< 10
Туффиты	50—70	30—50
Туфогенно-осадочные	< 50	> 50

Пирокластические породы встречаются среди палеозойских отложений геосинклиналей (Урал, Тянь-Шань), реже на платформах (кимберлиты Якутии), в меловых отложениях Дальнего Востока и Чукотки, кайнозойских отложениях Закавказья и Камчатки.

Туфы по размеру (в мм) преобладающих зерен подразделяют на туфобрекчин (>30) и туфы: грубообломочные (30—5), крупнообломочные (5—1), мелкообломочные (1—0,1) и тонкообломочные (<0,1). Туфы сложены стекловатым или мелкокристаллическим материалом. По составу обломков и минералов-вкрапленников их разделяют на липаритовые, базальтовые и т. п. Мелко- и тонкообломочные туфы называют пепловыми. В вулканических пеплах преобладают угловатые зерна, размер которых уменьшается по мере удаления от центра извержения.

В бассейне Верхнего Амура среди кислых вулканических пород мелового возраста встречаются прослои туфов и туфобрекчий мощностью до 2 м. Предел прочности на сжатие их в сухом состоянии в среднем равен 45 МПа, в водонасыщенном состоянии —

25 МПа, водопоглощение — 12,8%, водонасыщение — 13,5 [«Геология...», 1962].

Туффиты отлагались большей частью под водой, о чем свидетельствует глинистый состав осадочного материала, слоистость и остатки морской фауны.

Туфогенно-осадочные породы характеризуются преобладанием осадочного отсортированного материала и нередко слоистостью, что указывает на образование их под водой вдали от центра извержения. Туффиты и туфогенно-осадочные породы по величине зерен подразделяются так же, как и туфы.

Высокая пористость и газопроницаемость пирокластических пород благоприятствовали процессам цементации (окремнения и карбонатизации). Туфы, туфовые лавы и туффиты — полускальные грунты, они прочны и водонерастворимы. В инженерно-геологическом отношении неблагоприятен тот случай, когда туфы переслаиваются с рыхлыми осадочными породами.

Туффиты Армении имеют объемную массу 2000—2100 кг/м³, предел прочности на сжатие — 19—30 МПа, коэффициент размягчаемости — 0,39—0,75. Свойства туфогенно-осадочных пород колеблются в широких пределах в зависимости от их состава. Угловатость и слабая отсортированность зерен понижает их сжимаемость и повышает сопротивление сдвигу.

Пирокластические породы используют как промышленное сырье и как строительные материалы (добавки и сырье для изготовления гидравлических цементов, стеновой и облицовочный материал, заполнитель бетона).

ГЛАВА III

КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ГРУНТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Крупнообломочные (грубообломочные) грунты могут состоять из разнообразных механических элементов — от глыб до глинистых частиц. Характеризуются олигомиктовым и полимиктовым составом. Скелетная часть их состоит из обломков пород и зерен первичных минералов. Среди окатанных обломков (валунов и галек) непрочные породы (глинистые алевролиты, аргиллиты и др.) встречаются редко. Обычно принятая классификация крупнообломочных фракций приведена в табл. 6.

Т а б л и ц а 6
Классификация обломков (и зерен) по крупности
и окатанности

Зерна и обломки		Размер, мм
окатанные	неокатанные	
Гравийные	Дресвяные (хрящеватые)	2—40
Галька	Щебнистые	40—200
Валуны	Камни и глыбы	> 200

Валуны, камни и глыбы по размеру (в мм) разделяют на мелкие (200—400), средние (400—800) и крупные (>800). Среди гравийных зерен выделяют в (мм): крупные (40—20), средние (20—10), мелкие (10—4) и очень мелкие (4—2). Форма и степень окатанности гравийных зерен существенно зависят от продолжительности и интенсивности обработки материала в процессе транспортировки. В речном и морском гравии зерна хорошо окатаны, в ледниковом — менее окатаны.

В зависимости от преобладания и окатанности той или иной фракции грунты называют валунными (глыбовыми), если обломков крупнее 200 мм больше 50%, галечными (щебнистыми), если зерен крупнее 10 мм более 50% и гравийными (дресвяными, хрящеватыми) — если зерна крупнее 2 мм составляют более 50%. Естественный щебень и дресва — продукты вулканических извержений или физической дезинтеграции пород. Состав обломков может быть различным, форма их неправильная, угловатая или плитчатая.

В строительной практике гравий и щебень широко используют при устройстве дорожных оснований и покрытий, для балластного

слоя и в насыпях железных дорог, для приготовления бетонов. Для различных случаев применения этих грунтов существуют стандарты, которыми нормируется зерновой, минеральный и петрографический состав, прочность, морозостойкость, содержание органических и водорастворимых веществ.

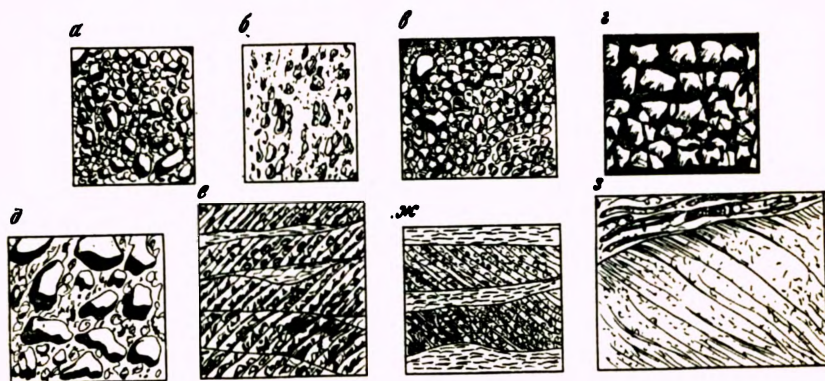


Рис. 13. Текстуры грубообломочных грунтов в отложениях разных фаций: а — беспорядочная; б и в — гнездовые (б — с большим количеством заполнителя); г — бутовая или набросная; д — псевдопорфирровая; е — косослоистая речных отложений; ж — косослоистая временных потоков (пролювиальная); з — дельтовая

ТЕКСТУРА

При исследовании крупнообломочных пород обращают внимание на петрографический, минеральный и гранулометрический состав обломков и зерен, слоистость, размер и форму прослоев и их распределение в массиве. Важное значение имеет выделение основы, т. е. крупнообломочной части породы и заполнителя — ее мелкоземистой части (песок, суглинки, глина). Такое разделение проводят на основе наблюдения породы в обнажениях и искусственных выработках и по данным о гранулометрическом составе. Резкие уступы в очертании суммарной кривой гранулометрического состава указывают на преобладание соответствующих фракций. Пологая форма кривой свидетельствует о разнотонном (неоднородном) составе породы.

По соотношению между основой и заполнителем и по некоторым другим признакам выделяют следующие основные текстуры крупнообломочных пород: беспорядочную, гнездовую, псевдопорфировую, косослоистую и бутовую (рис. 13).

При беспорядочной и гнездовой текстурах крупные обломки расположены беспорядочно или отдельными гнездами. Псевдопорфирровая текстура характеризуется небольшим количеством крупнообломочного материала: основой служит мелкоземистая часть породы. Косослоистая текстура встречается преимущественно в гравийно-песчаных грунтах. При бутовой текстуре основа грунта состоит из соприкасающихся обломков, промежутки между которыми заполнены мелкоземом.

Водопроницаемость и физико-механические свойства крупно-обломочных грунтов зависят от свойств основы и заполнителя и соотношения между ними. При беспорядочной, гнездовой и псевдопорфировой текстурах водопроницаемость грунтов определяется главным образом содержанием и свойствами мелкозема, относительно малым участием его в выполнении сечения, перпендикулярного потоку воды. Крупнообломочный материал уменьшает площадь фильтрации и понижает водопроницаемость грунта. Водопроницаемость целесообразно определять только при полевых исследованиях.

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Крупнообломочные грунты исследованы в меньшей степени, чем песчано-глинистые грунты. Методика их изучения отличается некоторой специфичностью [Шеко, 1957, 1968; Авакян, 1957; Швец, 1964]. Гранулометрический состав крупнообломочных грунтов определяют с помощью ряда методов: грохочения, ситового, пипеточного и ареометрического анализов. Грохочение проводят в полевых условиях на больших пробах (300—2000 кг). Оно позволяет разделить пробу на фракции (в мм): более 100, 100—60, 60—40, 40—20 и менее 20. Валуну и камни учитывают путем зарисовки или фотографирования текстуры породы в обнажениях и выработках. Далее измеряют площади, приходящиеся на валуны и камни, и по ним приблизительно рассчитывают их объемы. Содержание фракций от 20—10 до 0,25—0,10 мм определяют ситовым анализом, а пылевато-глинистых фракций — пипеточным или ареометрическим анализом.

Форма обломков и зерен и их окатанность имеют важное значение. По форме зерен можно судить об условиях переноса, она оказывает влияние на такие, например, свойства, как объемная масса скелета грунта, коэффициент фильтрации и угол внутреннего трения.

Шкала для визуальной оценки формы зерен представлена в табл. 7. Контуров зерен, соответствующих приведенной шкале, изображены на рис. 14. Более точно форму зерен устанавливают по соотношению между тремя их взаимно перпендикулярными поперечниками. Зерна и гальки подразделяют на уплощенные, округлые, уплощенно-цилиндрические и цилиндрические (рис. 15). Форму зерен характеризуют также коэффициенты изометричности (отношение $\frac{A+C}{B}$), уплощенности (отношение $\frac{A+B}{2C}$), сферичности и округленности, методы определения которых изложены в руководствах по литологии.

В крупнообломочных грунтах различают влажность: а) крупных зерен (>2 мм) и обломков; б) песчано-глинистого заполнителя (<2 мм); в) валовую. Первая практически постоянна и мала, так как пористость скальных пород весьма незначительна.

Исключением являются лишь зерна и обломки некоторых полускальных пород (аргиллиты, туфогены и т. п.) и сильно выветрелых скальных пород. Для крупных зерен и обломков пород данного петрографического вида принимают постоянную влажность.

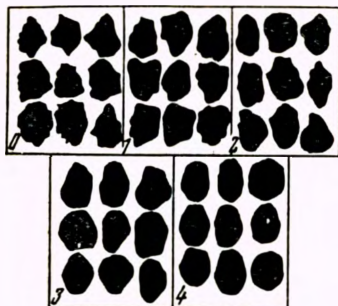


Рис. 14. Контуры зерен, соответствующие шкале окатанности А. В. Хабакова. Цифры — баллы окатанности

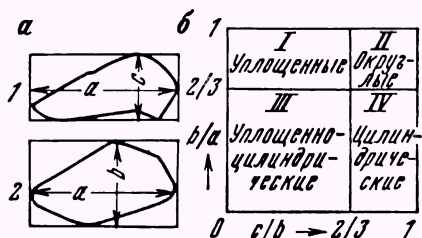


Рис. 15. Расположение главных осей галек (а) и разделение галек по форме (б). Римские цифры — типы форм: 1 — в разрезе; 2 — в плане

Таблица 7

Шкала А. В. Хабакова для оценки формы зерен

Форма зерен	Балл окатанности
Неокатанные зерна с острыми режущими краями	0
Зерна, сохранившие первоначальную форму, со слегка окатанными углами и ребрами	1
Зерна со сглаженными ребрами, в очертаниях которых заметны прямолинейные отрезки	2
Хорошо окатанные зерна, сохранившие следы первоначальной огранки	3
Зерна с отлично окатанной поверхностью	4

Влажность песчано-глинистого заполнителя оказывает наиболее существенное влияние на механические свойства крупнообломочных пород. Следует учитывать, что при протирании грунта через сито происходит потеря 1—2% влажности. Расчет валовой влажности производится по формуле, приведенной в СНиП II-15-74.

Объемную массу определяют отдельно для песчаного или глинистого заполнителя и для крупных обломков. Объемную массу грунта в массиве устанавливают взвешиванием породы, вынутой из определенного объема забоя в шурфе. Количество породы должно быть тем больше, чем крупнее составляющие ее механические компоненты и чем неоднороднее текстура. При большом содержании крупных обломков стенки шурфов получаются неровными и трудно замерить объем изъяттого грунта. Надежным способом измерения объема шурфа является заполнение его сухим песком, насыпаемым из тарированного сосуда.

Плотность, объемную массу скелета и пористость определяют отдельно для крупных обломков и песчано-глинистого заполнителя. Относительную плотность определяют сравнением объемной массы скелета гравийного (щебнистого) грунта в условиях естественного залегания и при предельно рыхлом и предельно плотном сложении. Для этого используют металлические цилиндры, диаметр и высота которых составляют 40—50 см; уплотнение достигается с помощью вибратора или металлической трамбовки. Чем больше содержание мелкозема, тем меньше объемная масса скелета породы в рыхлом сложении и тем ниже разница в объемной массе скелета при рыхлом и плотном сложении.

Сжимаемость определяют испытанием статическими нагрузками, передаваемыми через металлические штампы площадью не менее 5000 см² для горных выработок и 600 см² — для буровых скважин. Вдавливание штампов производят с помощью домкратов или груза, помещаемого на специальные платформы.

Зондирование (статическое или динамическое) позволяет ориентировочно оценить сжимаемость в различных точках оснований, что особенно важно для сооружений, чувствительных к неравномерным нагрузкам. Определение сжимаемости в стабилометрах и одометрах возможно только для грунтов, не содержащих крупных обломков.

Сопротивление сдвигу крупнообломочных грунтов определяют методами: 1) обрушения и выпирания грунта в шурфах и откосах котлованов; 2) сдвига или раздавливания больших монолитов в шурфе; 3) обратными расчетами устойчивости оползневых склонов; 4) выявлением естественных предельных откосов (метод природных аналогов); 5) сдвигом в специальных сдвижных приборах и стабилометрах. Каждый из этих методов имеет свои достоинства и недостатки.

При суглинисто-глинистом заполнителе в полевых условиях проводят испытания на раздавливание и по полученным данным рассчитывают сопротивление сдвигу. Зондирование применяют только к грунтам с песчано-глинистым заполнителем, содержащим обломки менее 5 мм. Сопротивление сдвигу с раздельным определением внутреннего трения и сцепления выясняют в результате опытов на сдвиг в заданной плоскости, а обрушение, выпирание и вращательный срез — с приложением давления, нормального к поверхности сдвига.

В лабораторных условиях испытание на сдвиг производят в стабилометрах большого размера. Диаметр образцов должен соответствовать величине включений; обычно его принимают равным 10—15 см. Обломки пород, особенно при их содержании выше 15—20%, сильно повышают показатели сдвига при испытаниях в срезах приборах. Наличие щебнистого материала препятствует перемещению заполнителя даже при отсутствии прямого контакта между отдельными щебенками.

Испытания в сдвижных приборах возможны, если отношение размера обломков к диаметру образца не превышает 1:5, а

содержание древесных частиц (0,2—4 см) не более 20%. Существуют сдвижные установки, позволяющие испытывать пробы диаметром до 500 мм и высотой до 100—520 мм. Величину зазора между обоймами (0—120 мм) устанавливают в зависимости от крупности обломков. Деформации сдвига при этом достигают 20—25 см.

При выборе способа испытаний на сдвиг принимают во внимание гранулометрический состав, влажность и консистенцию грунта, наиболее вероятное положение поверхности сдвига (в основании сооружений, в откосах и бортах карьеров и т. п.). Раздавливание возможно, например, лишь при заполнителе из связных грунтов, находящихся в твердой или пластичной консистенции. Обрушение применяют при определении устойчивости грунта в откосах. Детали указанных испытаний и границы применения методов рассмотрены в работе В. Б. Швеца [1964].

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ

Гранулометрический состав. В гранулометрической классификации щебнисто-дресвяных пород [Шеко, 1957] учитывается содержание как крупных обломков, так и глинистых частиц. Щебнисто-дресвяные породы разделены на две группы в зависимости от преобладания щебня или дресвы. По суммарному содержанию щебня (или дресвы) в каждой из этих групп породы подразделяют на пять классов (<10%; 10—35%; 35—65%; 65—90%; >90%). Дальнейшее подразделение внутри каждого из классов проводится в зависимости от содержания глинистых частиц на щебнистые или дресвяные глины, суглинки, супеси и пески.

Для гравийно-галечных грунтов с песчаным заполнителем и щебнисто(дресвяно)-глинистых грунтов кривые распределения гранулометрического состава двухмодальные. Максимумы кривой распределения отвечают преобладающим диаметрам гравийной и песчаной или соответственно щебнистой (дресвяной) и глинистой фракции (рис. 16). Иногда крупнообломочные грунты трехмодальные. Так, для горных морен максимумы на кривой распределения приурочены ко фракциям валунов, песка и глин.

Водопроницаемость крупнообломочных грунтов колеблется в широких пределах — от $n \cdot 10^{-7}$ (где n от 1 до 10) до $(800—1400) \cdot 10^{-6}$ м/с. Она зависит от размера пор, коэффициента неоднородности, характера заполнителя и некоторых других факторов. Чем грубодисперснее заполнитель, тем больше размер пор и выше водопроницаемость. В условиях беспорядочной макротекстуры (селевые отложения, осыпи) важное значение имеет характер укладки заполнителя, в частности его неравномерное распределение определяет широкие пределы колебаний пористости. В составе заполнителя большую роль играет содержание глинистых частиц. Например, увеличение содержания их всего на 2%

уменьшает водопроницаемость горного валунно-галечного аллювия с гравийно-песчаным заполнителем в десятки раз.

С течением времени уплотнение, кольматаж пор и выветренность обломков увеличиваются, что приводит к понижению коэффициента фильтрации. Поэтому древние галечники обычно менее

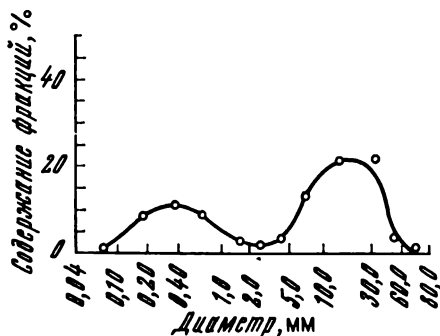


Рис. 16. Кривая распределения по крупности гравийно-песчаного грунта. По В. А. Мелентьеву

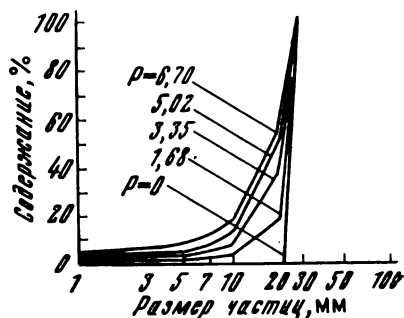


Рис. 17. Зависимость зернового состава щебня от величины нагрузки P (в МПа). По Я. Журеку

водопроницаемы, чем более молодые. Несмотря на большую водопроницаемость в галечниках прокладывают оросительные каналы. Верхний (до глубины 30 см) слой их быстро кольматируется, если оросительные воды несут много взвеси. Коэффициент фильтрации грунта в этом слое $(0,2-1,6) \cdot 10^{-6}$ м/с, в более глубоко залегающих галечниках — $(9-15) \cdot 10^{-6}$ м/с [Зайдельман, 1956]. Искусственный кольматаж резко снижает фильтрационные свойства галечников — от $(12-16) \cdot 10^{-6}$ до $(0,4-0,5) \cdot 10^{-6}$ м/с.

В гидротехническом строительстве крупнообломочные грунты используются для возведения плотин, дамб и перемычек. При суглинисто-глинистом заполнителе они почти водонепроницаемы ($K \approx 10^{-8}$ м/с), суффозионно устойчивы, быстро уплотняются и характеризуются высокой объемной массой. Щебнисто-глинистые грунты следует уплотнять при оптимальной влажности заполнителя.

Сжимаемость крупнообломочных грунтов происходит главным образом за счет мелкоземистого заполнителя. Наибольшая сжимаемость характерна для грунтов с глинистым заполнителем, наименьшая — с песчаным. Крупнообломочные грунты относятся, как правило, к средне- и малосжимаемым. Повышенной сжимаемостью отличаются крупнообломочные грунты с сильно выветрелыми обломками.

Сжимаемость щебня изучалась Я. Журеком [1963]. Навески щебня определенной крупности и смеси щебня различных фракций из песчаника и известняка помещали в стальной цилиндр, трамбовали и на них передавали нагрузку до 6,7 МПа. Осадка щебня наступает практически сразу же после каждой ступени нагрузки; в течение первых 5—7 мин осадка достигает 88—97% от

полной. Приложение нагрузки сопровождается частичным разрушением щебня. Степень изменения зернового состава щебня зависит от величины нагрузки (рис. 17). Неоднородный по крупности щебень слабо изменяет зерновой состав под нагрузкой и дает меньшую осадку, чем отсортированный щебень. Неуплотненный щебень по сравнению с уплотненным сжимается сильнее.

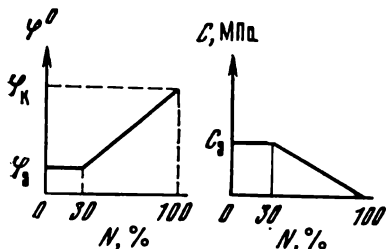


Рис. 18. Зависимость между показателями сдвига φ и C и содержанием крупнообломочной фракции N : φ_k — угол внутреннего трения крупнообломочной фракции; φ_3 — угол внутреннего трения заполнителя; C_3 — сцепление заполнителя

При возрастании нагрузки обломки занимают все более устойчивое положение, при этом края их крошатся. Когда нагрузка достигает предела раскалывания, соответствующего примерно 0,1 от предела прочности на сжатие, наступает массовое разрушение обломков. Величина осадки щебня пропорциональна нагрузке, начальной пористости и прочности породы на раскалывание.

Сопротивление сдвигу крупнообломочных грунтов существенно зависит от количества, состава и свойств заполнителя. При глинистом составе первостепенное значение имеет влажность грунта. Если она выше влажности нижнего предела пластичности даже на несколько процентов, показатели сдвига уменьшаются примерно на 20%. При пылевато-глинистом заполнителе угол внутреннего трения ниже, а сцепление выше, чем при песчаном заполнителе.

При смешении песка с гравием угол внутреннего трения возрастает, причем особенно резко, когда количество гравийных зерен превышает 60—65% [Бушканец, 1960]. Вместе с тем сопротивление сдвигу зависит от плотности смесей. С увеличением содержания песка объемная масса сначала возрастает, так как пустоты между гравийными зернами заполняются, а затем падает.

В опытах с крупнообломочными грунтами района строительства Ингури-ГЭС (Грузия) с увеличением содержания скелетной фракции от 10 до 70% угол внутреннего трения возрос от 10°30' до 35°30'. При увеличении содержания скелетной фракции до 80% возрастание угла внутреннего трения происходит почти по линейному закону [Вихарев, 1962]; он возрастает также с увеличением степени плотности сложения D и коэффициента неоднородности K_B .

По материалам ЛИИЖТ при глинистом заполнителе зависимость между углом внутреннего трения φ и сцеплением C , с одной стороны, и процентным содержанием крупнообломочной фракции N — с другой, может быть представлена графически (рис. 18).

При содержании крупнообломочной фракции более 30% значения φ и C определяют линейной интерполяцией по формулам

$$\varphi = \varphi_3 + \frac{\varphi_k - \varphi_3}{70} (N - 30),$$

$$C = C_3 \frac{100 - N}{70},$$

где φ_k — угол внутреннего трения крупнообломочной фракции; φ_3 — угол внутреннего трения заполнителя; C_3 — сцепление заполнителя.

ВЛИЯНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И ФОРМЫ ОБЛОМКОВ И ИХ ВЫВЕТРЕЛОСТИ НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Если содержание обломков в щебнисто-глинистой породе менее 10%, то свойства породы почти полностью зависят от состава и свойств заполнителя. При содержании 10—35% и равномерном распределении обломков они не образуют жесткого скелета; при деформации возможны лишь зацепления обломков друг за друга. При содержании обломков 35—65% основная часть нагрузки воспринимается жестким скелетом, состоящим из обломков. Зацепление обломков друг за друга происходит при их содержании, равном 65—90%. Водопроницаемость пород зависит от состава и степени заполнения пор заполнителем. При содержании обломков более 90% свойства грунта практически не зависят от влажности [Шеко, 1957].

В однородных по размеру крупнообломочных грунтах деформация сжатия выше, а угол внутреннего трения на 6—10° меньше, чем в неоднородных. Осевая деформация щебня превышает соответствующую деформацию в галечниках. Щебень укладывается более рыхло и края в нем обламываются при меньшей нагрузке, чем в гравийно-галечных грунтах.

С увеличением содержания крупных обломков до некоторого предела угол внутреннего трения возрастает, а модуль осадки снижается. В одном из опытов с увеличением содержания крупных обломков с продолговатой и плоской формой частиц от 10 до 50% угол внутреннего трения возрос от 31 до 42° и далее снижился. Для аллювиальных грунтов при содержании крупных обломков 50% угол внутреннего трения составлял 42°50', а при содержании 90% — 38°. По-видимому, при содержании крупных обломков более 50% не все поры заполнены мелкоземом и объемная масса скелета грунта уменьшается.

На сопротивление сдвигу влияет окатанность обломков. Сопротивление сдвигу дресвяно-щебнистых грунтов выше, чем гравийно-галечных. Угол внутреннего трения грунтов со среднеокатанной формой обломков больше, чем грунтов с хорошо окатанными обломками.

Важное инженерно-геологическое значение имеет степень выветрелости обломков. О крепости обломков судят по сопротивлению их механическому воздействию при ударе молотком или сжатии руками. Простейшим количественным показателем выветрелости служит степень водопоглощения i (параметр состояния по влажности), т. е. отношение количества поглощенной обломком

воды при «быстром впитывании» (30—60 мин) — $g_1 - g_0$ (где g_1 — масса обломка после впитывания воды) к массе обломка в сухом состоянии — g_0 [Швец, 1964]

$$i = \frac{g_1 - g_0}{g_0}$$

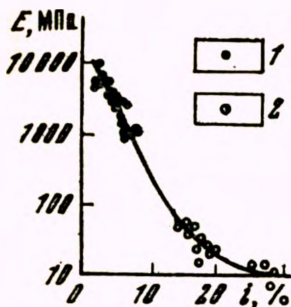


Рис. 19. Зависимость между модулем деформации E и параметром состояния влажности i выветрелого грунта. По В. Б. Шведу: 1 — стандартные компрессионные испытания; 2 — трехосные испытания (цилиндрические образцы с площадью основания 400 см^2 и высотой 40 см)

Чем больше выветрелость, тем выше поглощение и меньше прочность. Зависимость между модулем деформации E и величиной i представлена на рис. 19.

Коэффициент выветрелости $K_{в.к}$ крупнообломочных грунтов, содержащих более 10% частиц менее 2 мм, определяется на основе данных испытаний их во вращающемся полочном барабане по формуле

$$K_{в.к} = \frac{K_1 - K_0}{K_1},$$

где K_1 — отношение массы частиц размером менее 2 мм к массе частиц размером более 2 мм после испытания; K_0 — то же, до испытания.

Крупнообломочные грунты подразделяются по степени выветрелости на невыветрелые: $0 < K_{в.к} \leq 0,5$; слабовыветрелые: $0,5 <$

$< K_{в.к} \leq 0,75$ и сильновыветрелые: $0,75 < K_{в.к} < 1$. Модули деформации уплотненных крупнообломочных грунтов составляют соответственно (в МПа): 40 — 60; 30 — 40; 15 — 20. Ударное уплотнение наиболее эффективно повышает несущую способность выветрелых крупнообломочных грунтов [Швец, Гайдук, 1976].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Крупнообломочные грунты встречаются среди элювиальных, гравитационных, оползневых, пролювиальных, аллювиальных, дельтовых, морских и ледниковых отложений.

Гравитационные крупнообломочные грунты осыпей плохо отсортированы, слабо окатаны, количество обломков увеличивается к подножию склона. Пролувиальные крупнообломочные грунты — отложения селевых потоков. Непродолжительность обработки материала приводит к плохой сортировке и слабой окатанности обломков. Крупнообломочные породы встречаются вблизи гор. Чем дальше находятся они от гор, тем более мелкоземист пролювий.

Аллювиальные крупнообломочные грунты представляют собой отложения рек с быстрым течением. Накопления галечников вытянуты вдоль рек. Эти грунты отличаются отсортированностью и окатанностью, но не всегда полной. Заполнитель имеет песчано-пылеватый состав. Текстура слоистая и косослоистая. Сходный

облик имеют флювиогляциальные крупнообломочные отложения, но они в меньшей мере отсортированы и окатаны.

Дельтовые крупнообломочные породы встречаются относительно редко и имеют различную мощность. Угол наклона слоев крупнообломочных грунтов достигает угла естественного откоса (35—40°), направление наклона вниз по течению и в стороны. По мере удаления от устья наклон этих слоев уменьшается и они выклиниваются.

Морские гравийно-галечные грунты широко распространены, хорошо отсортированы, отличаются уплощенностью галек, небольшим содержанием неустойчивых к выветриванию составляющих.

Крупнообломочные ледниковые моренные и водно-ледниковые грунты широко распространены в районах современного и древнего оледенений. Валун в моренах распределены беспорядочно или гнездообразно. Гранулометрический состав мелкозема морен разнообразен: на Кольском полуострове и в Карелии — пески и супеси, в центральных областях Русской равнины — суглинки и плохо отсортированные глины. Иногда мелкозем почти полностью удален («перемытая» морена). Крупные обломки слабо окатаны и имеют округло-угловатый габитус.

ГЛАВА IV

ПЕСКИ

К пескам относятся рыхлые продукты разрушения горных пород, состоящие преимущественно из зерен размером 2—0,05 мм. Пески хорошо водопроницаемы, не набухают, слабо сжимаемы, капиллярное поднятие воды в них происходит быстро и на небольшую высоту. Образование песков связано с процессами выветривания и переноса его продуктов. Пески широко распространены в СССР, площадь их составляет примерно 1849 тыс. км².

ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА

Кроме слоистости в песках отмечаются знаки ряби, струи стекания, конкреции и другие текстурные признаки. Тектурные признаки определяются условиями седиментации, в меньшей мере диагенеза, по ним можно судить о генезисе породы и направлении привноса обломочного материала. Изучение текстур грунтов важно в практическом отношении, поскольку позволяет выявить ослабленные зоны — слои, которые являются преимущественными путями фильтрации и суффозии, направлениями деформации сдвига и оползневых подвижек. Слоистость обуславливает анизотропию водопроницаемости и физико-механических свойств. Образцы грунтов для лабораторных исследований отбирают из отдельных литолого-генетических горизонтов и текстурных элементов, применительно к которым проводят статистическую обработку экспериментальных данных.

Для песков многих генетических типов характерна косослоистая текстура. Наряду с преобладающей косослоистой текстурой встречаются гнездовая и горизонтально-слоистая. В эоловых песках различие в составе и пористости в отдельных прослоях косослоистой текстуры несущественно и в инженерно-геологическом отношении значения не имеет.

Неблагоприятна текстура, при которой в толще косослоистого песка находятся глинистые прослои. Такая текстура встречается в аллювиальных и морских мелководных песках. При увлажнении по глинистым прослоям нередко происходят смещения, т. е. боковые подвижки грунта. В пределах почвенной толщи первичные текстурные признаки песков часто завуалированы вследствие дифференциации их состава и изменения окраски.

Сложение песчаных грунтов от рыхлого до плотного. В песках с рыхлым сложением при вибрациях, взрывах, сейсмических явлениях резко уменьшается пористость, что вызывает недопустимые осадки сооружений. Перестройка структуры водонасыщенного песка

вызывает переход его в пльвунное состояние и оползновые смещения. Рыхлой укладке способствуют угловатость зерен и незначительное перекатывание. Пески с плотным сложением в меньшей мере сжимаются и характеризуются более высокими показателями сдвига, чем рыхлые пески. Такие пески образуются при многократном перекрытии зерен (например, в прибрежной зоне), способствующем их фиксации в положении, соответствующем минимальной пористости. Окатанная и плоская форма зерен благоприятствует их плотной укладке.

Поверхность зерен часто покрыта тонкой пленкой, придающей пескам бурю окраску. Пленка непрочна, если состоит из глинистых частиц, связанных с песчинками через тонкие водные слои. Основными компонентами более прочных пленок являются гидроокислы железа (гётит, лимонит), органические соединения и SiO_2 (в виде аморфного кремнезема), окраску придают главным образом гидроокислы железа. Происхождение пленок связано с физической адсорбцией из растворов и явлениями хемосорбции. Многие пленки легко разрушаются при изменении физико-химических условий [Цехомский, 1960]. От характера пленок зависят частично свойства песков и оценка их как промышленного сырья.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В песках обычно преобладает (до 97—99%) двуокись кремния (SiO_2), в заметном количестве содержатся глинозем, окислы железа, кальция и магния, а также алюмосиликаты (полевые шпаты, слюды и др.), соли угольной кислоты. Химический и минеральный состав песков тесно связан.

Минеральный состав песков зависит от состава исходных пород, условий их выветривания, характера и продолжительности переноса. В песках преобладает кварц — наиболее распространенный и устойчивый минерал. В значительно меньшем количестве находятся полевые шпаты, кальцит и легкие минералы. Содержание тяжелых минералов (рутила, циркона и др.) обычно не превышает 1%. Встречаются также аутигенные минералы, образующиеся в термодинамических условиях зоны выветривания (гидроокислы железа, каолинит, глауконит, фосфаты, кальцит, доломит, гипс и др.). Они присутствуют в виде стяжений, тонкорассеянных зерен или цемента между частицами.

По минеральному составу в песках различают три части: 1) преобладающие минералы; 2) примесь, содержащуюся в количестве не более 10% и имеющую иногда инженерно-геологическое значение (например, примесь слюды), 3) редко встречающиеся минералы ($\leq 0,5\text{—}2\%$), важные для выяснения вопросов генезиса и стратиграфии.

Пески разделяются на мономинеральные (обычно кварцевые), олиго- и полимиктовые. Олигомиктовые пески сложены кварцем с примесью (5—25%) полевых шпатов, слюд, кальцита и др., в полимиктовых песках (граувакках и аркозах) главными компо-

нентами являются кварц, полевые шпаты, роговая обманка и обломки пород.

Минеральный состав песков зависит также от тектонического режима территории. Полимиктовые пески встречаются в горных областях и по их окраинам. Разнообразный состав пород, размываемых быстрыми и короткими потоками, вызывает образование смешанного материала. В платформенных областях образуются мономинеральные и олигомиктовые пески, свидетельствующие об эпохах тектонического покоя и пенеппенизации суши.

Наиболее часто встречаются кварцевые пески, реже — полевошпатовые, еще реже — известковые и гипсовые. В результате продолжительного выветривания и переноса его продуктов возникают скопления кварцевых песков, содержащих примесь полевых шпатов, слюды, роговой обманки и других минералов. Полевошпатовые пески, образующиеся при разрушении кислых магматических пород, неустойчивы, они свойственны пустынным и полярным областям, в которых преобладает физическое выветривание; распространены в значительно меньшей степени, чем кварцевые пески. Известковые и гипсовые пески связаны с исходными породами. В континентальных условиях они приурочены к засушливой зоне, в море образуются за счет разрушения берегов, сложенных известняками и гипсами.

Минеральный состав определяет форму, прочность и химическую стойкость песчаных зерен. Прочность зерен оказывает влияние на механические свойства песков. Под действием нагрузок перемещение зерен происходит тем легче, чем меньше их прочность. Стойкость по отношению к химическому выветриванию многих первичных минералов высока, например, кварца, альбита, ортоклаза, мусковита. Другие первичные минералы относительно легко разлагаются (оливин, пироксены, амфиболы, пирит, эпидот). Песчаные зерна состоят из минералов, практически водонерастворимых, повышенная растворимость характерна лишь для зерен галогенных минералов, гипса, в меньшей мере карбонатных минералов группы кальцита.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

К песчаным относят частицы от 2 до 0,05 мм, среди которых различают по размеру (в мм): очень крупные — 2—1; крупные — 1—0,5; средние — 0,5—0,25; мелкие — 0,25—0,1 и тонкие — 0,10—0,05. В песках нередко находятся гравийные зерна (> 2 мм) и частицы менее 0,05 мм.

Существенно влияет на свойства песков присутствие пылеватых и глинистых частиц, их количество, дисперсность и минеральный состав. Пылеватые частицы уменьшают водопроницаемость, повышают высоту и замедляют скорость капиллярного подъема воды в песках. Глинистые частицы образуют тонкие пленки на песчаниках, макро- и микроагрегаты либо находятся в прослоях и гнездах.

По гранулометрическому составу пески разделяют на ряд групп, которые в различных гранулометрических классификациях не всегда совпадают. Группы песков, выделяемые обычно в грунтоведении, приведены в табл. 8, подразделение песков по гранулометрическому составу согласно СНИП П-15—74 — в табл. 9.

Таблица 8

Гранулометрическая классификация песков. По В. В. Охотину

Разновидности песка	Содержание частиц, %			
	глинистых < 0,002 мм	пылеватых 0,002—0,05 мм	песчаных 0,05—2 мм	гравийных 2—40 мм
Крупный	< 2	< 10	> 0,5 мм > 50	< 10
Средний	< 2	< 10	> 0,25 мм > 50	< 10
Мелкий	< 2	< 10	> 0,25 мм < 50	< 10
Пылеватый	< 2	10—30	Не регламентируется	< 10

Таблица 9

Классификация песков (по СНИП П-15—74)

Разновидности песка*	Содержание частиц, %
Гравелистый	> 2 мм > 25
Крупный	> 0,5 мм > 50
Средней крупности	> 0,25 мм > 50
Мелкий	> 0,10 мм > 75
Пылеватый	> 0,10 мм < 75

* Принимается по первому удовлетворяющему показателю в порядке расположения разновидностей.

Гранулометрический анализ песков проводят ситовым методом. Для неоднородных по составу и железистых песков при подготовке к анализу необходимо кипячение грунтовой суспензии. В этом случае выход мелкодисперсных частиц заметно возрастает [Фадеев, 1974].

Результаты гранулометрических анализов, выраженные в виде суммарных кривых, позволяют судить об однородности грунта и вычислять различные коэффициенты. Для суждения об однородности грунтов применяют коэффициент неоднородности ($K_n = d_{60}/d_{10}$), однако он неудовлетворительно характеризует те разновидности песков, в которых различие в величине d_{60} и d_{10} незначительно. Поэтому более предпочтительно пользоваться в качестве контролирующего диаметра d_{90} , тогда $K_n = d_{90}/d_{10}$. В этом случае по величине K_n пески разделяют на хорошо отсортированные (< 3, среднеотсортированные (3—5), плохо отсортированные (6—10) и неотсортированные (> 10). Коэффициент асимметрии S_c следует определять по формуле: $S_c = (d_{10} \cdot d_{90})/d_{50}^2$, где d_{50} — медианный диаметр [Фадеев, 1965].

Гранулометрический состав существенно влияет на свойства песков и в некоторой степени указывает на их генезис. Возможности использования данных о гранулометрическом составе в инженерно-геологических целях рассмотрены П. И. Фадеевым [1974].

ФОРМА И ХАРАКТЕР ПОВЕРХНОСТИ ЗЕРЕН

Форма песчаных зерен зависит главным образом от их минерального состава, размера, условий переноса (агента транспортировки, расстояния и длительности переноса). Кварц и полевые шпаты изометричны, слюды и хлориты имеют пластинчатую форму, роговая обманка и рутил — игольчатую. Минеральный состав определяют первоначальный габитус и истираемость песчаных зерен.

Остроресистые зерна образуются при сильных механических воздействиях и вулканических извержениях. Угловатые зерна являются обычными для песков, отложенных ледниковыми или горными потоками. В полуокатанных зернах стерты лишь резкие грани и углы, форма зерен неправильная. Окатанные зерна имеют округлую форму в результате длительной обработки при переносе. Значительной окатанностью отличаются золотые пески. Чем больше расстояние переноса и чем он продолжительнее, тем выше окатанность зерен. В крупных фракциях окатанных зерен больше, чем в мелких, граница окатанности равна примерно 0,05 мм при водном переносе и 0,02—0,03 мм при эоловом. Пылеватые частицы переносятся во взвешенном состоянии и поэтому имеют угловатый габитус.

Форму песчаных зерен определяют визуально по стандартной шкале. Известно много способов оценки формы зерен с помощью микроскопа и рисовального прибора [Рухин, 1961; Шванов, 1969]. По П. Л. Иванову и Л. В. Шульц [1972], обобщенным показателем формы зерен может служить коэффициент формы K , равный произведению коэффициентов округлости α и сферичности β

$$K = \alpha\beta,$$

где

$$\alpha = \frac{\sum r^n}{nR}.$$

Здесь R — радиус круга, вписанного в контур проекции зерна; r — радиусы кривизны всех участков контура проекции зерен; n — количество измеренных радиусов;

$$\beta = \frac{f}{F},$$

где f — площадь проекции зерна; F — площадь круга с диаметром, равным максимальной длине зерна.

С увеличением окатанности зерен пористость песка уменьшается. В одинаковых по размеру фракциях слюдяные частицы

имеют бóльшую пористость, чем кварцевые. Форма зерен влияет на водопроницаемость и прочностные свойства грунтов [Охотин, 1937]. Угол внутреннего трения окатанных песков при плотном сложении составляет 36° , а угловатых — 45° (при одинаковом гранулометрическом составе); при рыхлом сложении соответственно 26° и 34° . Водопроницаемость с увеличением угловатости уменьшается в 10 раз. С возрастанием коэффициента формы зерен подвижность песков увеличивается и они при меньших значениях пористости переходят в разжиженное состояние [Иванов и Шульц, 1972].

Поверхность песчаных зерен может быть полированной, ямчатой, матовой, граненой, изъеденной. Полированная поверхность с отдельными сглаженными бороздами и ямками образуется при длительном переносе песчинок в воде. Ямчатая поверхность характерна для песчаного аллювия быстро текущих рек, формирование ее связано с сильными соударениями зерен. Матовая поверхность отличается присутствием мелких ямок, получающихся при многократном соударении частиц в процессе золотого переноса. Граненая (регенерированная) поверхность образуется при наращивании из растворов песчаных зерен, приобретающих кристаллическую огранку. Изъеденная поверхность — результат корродирующего действия на зерна природных растворов. Выделяют также следующие морфологические типы поверхности зерен: кавернозный, чешуйчатый, ступенчатый, бугристый, крупно- и мелкоямчатый, грубо- и тонкополированный [Дудлер, Потапов, 1974].

Неровная поверхность зерен увеличивает удельную поверхность, что сказывается на сопротивлении сдвигу, на сцеплении и сжимаемости песков. Характер поверхности зерен влияет на процессы химического закрепления, коагуляции, формирования структурных связей, он имеет значение при использовании песков в практических целях. Так, для балласта железных дорог наиболее пригодны пески крупнозернистые с угловатыми зернами, имеющие шероховатую поверхность; для приготовления бетона и кирпича желательнее использовать пески неоднородные, с остроугольными и шероховатыми зернами.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Плотность песков колеблется обычно от 2620 до 2700 кг/м^3 ; для кварцевых песков она составляет 2650—2660 кг/м^3 . Присутствие тяжелых минералов повышает, а органических веществ понижает величину плотности.

Объемная масса песков зависит от их плотности, пористости и влажности. При данном минеральном составе объемная масса песка тем больше, чем меньше его пористость и выше степень влажности.

Для песков различают объемную массу: а) при естественной влажности и пористости; б) в сухом виде; в) под водой. В связи с трудностью отбора образцов песка с естественной структурой

и влажностью часто определяют только объемную массу песка при рыхлом и плотном сложении.

Объемную массу песков можно определять геофизическими методами и посредством зондирования и пенетрации. Характеристикой результатов пенетрационных испытаний песков служит показатель пенетрации u [Разоренов, 1968]:

$$u = \frac{P}{L^3},$$

где P — усилие пенетрации, кН; L — глубина погружения конического наконечника, м.

Между показателем пенетрации и объемной массой скелета песков существует очень тесная связь, которая выявляется при соответствующих испытаниях и тарировании пенетрометров.

Объемная масса сухих песков изменяется преимущественно от 1500 до 1800 кг/м³ [Фадеев, 1969]. Для песков, находящихся ниже уровня грунтовых вод или в части земляных сооружений (плотин, дамб и т. п.), расположенной ниже горизонта воды, объемную массу скелета с учетом взвешивающего действия воды $\gamma_{взв}$ рассчитывают по формуле: $\gamma_{взв} = (1 - n)(\gamma_s - \gamma_v)$, где n — пористость в долях единицы; γ_s и γ_v — плотность соответственно грунта и воды.

Естественная влажность песков колеблется от максимальной гигроскопичности до влажности, соответствующей полному водонасыщению.

Пористость песков колеблется в пределах 20—55% (наиболее часто 37—45%). Эоловые пески вследствие окатанности зерен имеют более низкую пористость, чем пески иного генезиса. Величина пор в песках измеряется десятками, реже единицами микрона. Преобладают капиллярные поры размером 100—0,2 мк. Средний размер пор изменяется примерно от 88 мк в монодисперсных среднезернистых песках до 42 мк в тяжелых супесях [Фадеев, 1969]. В пределах почвенной толщи в песках часто встречаются фитогенные макропоры размером до 1—3 мм.

При изучении геометрии пор песок условно рассматривают как совокупность шарообразных частиц. Сыпучее тело, состоящее из идеальных шаров, может иметь рыхлое сложение (пористость 47,6%) и плотное (пористость 25,9%). С уменьшением размера шаров величина пор уменьшается, а общая пористость не изменяется.

В разнозернистом песке мелкие частицы заполняют крупные поры, что понижает пористость. Таким образом, пористость зависит от однородности гранулометрического состава песка. Для получения песка с минимальной пористостью используют соотношение между размерами фракций частиц. Так, при смешении двух фракций, различающихся по размеру зерен в два раза, наименьшая пористость достигается при отношении масс этих фракций, равном 0,81 [Охотин, 1940]. Состав искусственных смесей из гравия и песка важен при подборе инертных составляющих для бетонов

и покрытий песчано-гравийных дорог. Смеси составляют по принципу наименьшей пористости.

Угловатость зерен повышает пористость песков, окатанность ее понижает. Минеральный состав, определяя форму зерен, влияет на пористость песков. С уменьшением размера зерен влияние его становится менее ощутимым, так как зерна пластинчатых минералов все более приближаются к изометричным. В однородных по гранулометрическому составу песках с уменьшением размера зерен пористость возрастает.

Пески, содержащие в заметном количестве слюдястые минералы, обладают значительной упругостью, имеют рыхлое сложение и существенно изменяют свою пористость при сжатии статической нагрузкой. В кварцевых песках при сжатии происходит некоторое перераспределение песчаных зерен, приводящее к их несколько более плотной укладке. Даже при нагрузке от наиболее тяжелых сооружений песчаные зерна не деформируются; только при нагрузке в десятки мегапаскалей отмечается дробление зерен.

В литературе по механике грунтов существует понятие о критической пористости песков. При сдвиге объем песка может увеличиваться (при плотном сложении), уменьшаться (при рыхлом сложении) либо оставаться неизменным. Пористость, не изменяющаяся при сдвиге, называется критической [по А. Казагранде]. Она не является строго постоянной величиной, поскольку зависит от нормального давления и ряда других факторов. Увеличение пористости при сдвиге объясняется перемещением песчаных зерен в зоне сдвига, что вызывает некоторое увеличение объема песка. Если этого перемещения не происходит, то сопротивление сдвигу существенно возрастает вследствие влияния заклиненных песчаных зерен.

Критическая пористость не является универсальным критерием при суждении об устойчивости песков. По ее величине нельзя, например, оценить возможность разжижения песка при динамических воздействиях. Критерий критической пористости применим только при сдвиге.

Степень плотности сложения. В зависимости от упаковки зерен пористость песков колеблется в широких пределах. Поэтому для оценки песков как основания сооружений важное значение имеет степень плотности сложения D , показывающая потенциальную возможность уплотнения песков

$$D = \frac{e_{\max} - e_{\text{ест}}}{e_{\max} - e_{\min}}$$

где e_{\max} , e_{\min} и $e_{\text{ест}}$ — коэффициенты пористости соответственно в рыхлом, плотном и естественном сложении.

Пески разделяют на рыхлые ($D = 0 - 1/3$), средней плотности ($D = 1/3 - 2/3$) и плотные ($D = 2/3 - 1$). На результаты определения e_{\max} и e_{\min} влияют многие факторы (форма и размер сосудов, интенсивность отсыпки, величина динамических пригрузок и т. п.). Разница в плотности сложения при параллельных ее определении

ях достигает 10%. Поэтому в СНиП II-15—74 плотность сложения песков оценивается по коэффициенту пористости и данным статического и динамического зондирования (табл. 10). При различии в гранулометрическом и минеральном составе пески не обладают одинаковой устойчивостью при одной и той же пористости. Еще менее удовлетворительные результаты дает установление плотности сложения по объемной массе скелета, так как она зависит от плотности грунтовых частиц.

Таблица 10
Критерии плотности сложения песков

Вид песка	Плотность сложения		
	плотные	средней плотности	рыхлые
По коэффициенту пористости e			
Пески гравелистые, крупные и средней крупности	$e < 0,5$	$0,55 < e < 0,7$	$e > 0,7$
Пески мелкие	$e < 0,6$	$0,6 < e < 0,7$	$e > 0,7$
Пески пылеватые	$e < 0,6$	$0,6 < e < 0,8$	$e > 0,8$
По сопротивлению погружению конуса P_q (в МПа) при статическом зондировании			
Пески крупные и средней крупности, независимо от влажности	$P_q > 15$	$15 > P_q > 5$	$P_q < 5,0$
Пески мелкие, независимо от влажности	$P_q > 12$	$12 > P_q > 4$	$P_q < 4,0$
Пески пылеватые: маловлажные и влажные водонасыщенные	$P_q > 10$	$10 > P_q > 3$	$P_q < 3,0$
	$P_q > 7$	$7 > P_q > 2$	$P_q < 2,0$
По условному динамическому сопротивлению погружению конуса P_d (в МПа) при динамическом зондировании			
Пески крупные и средней крупности, независимо от влажности	$P_d > 12,5$	$12,5 > P_d > 3,5$	$P_d < 3,5$
Пески мелкие: маловлажные и влажные водонасыщенные	$P_d > 11,0$	$11,0 > P_d > 3,0$	$P_d < 3,0$
	$P_d > 8,5$	$8,5 > P_d > 2,0$	$P_d < 2,0$
Пески пылеватые, маловлажные и влажные	$P_d > 8,5$	$8,5 > P_d > 2,0$	$P_d < 2,0$

Важным является не только получение абсолютного значения пористости, но и сравнение ее с пористостью при рыхлом и плотном сложении песка. П. Л. Иванов [1965] приводит следующий пример. Мелкозернистые кварцевые пески, использованные для намыва земляных плотин, при коэффициенте пористости, равном 0,7 (в условиях естественного залегания), находились в зависимости от степени окатанности в существенно различном по плотности сложения состоянии ($D = 0,7—0,1$). Между тем, судя по коэффициенту пористости, в соответствии с критерием, приведен-

ным в табл. 10, эти пески должны иметь одинаковую плотность сложения. Целесообразно поэтому по-прежнему использовать критерии степени плотности сложения D , однако основным препятствием является несовершенство методики определения пористости при рыхлом и плотном сложении песка, трудность получения легко воспроизводимых значений пористости при данных состояниях.

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, ВОДОУДАЧА И ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ

К водно-физическим свойствам относят гигроскопичность и максимальную гигроскопичность, влагоемкость (максимальную молекулярную, капиллярную и полную), высоту и скорость капиллярного поднятия воды.

Под гигроскопичностью и максимальной гигроскопичностью понимают влажность грунтов при относительной влажности воздуха соответственно 55 и 96—98%. Гигроскопичность отвечает приблизительно влажности воздушно-сухих грунтов. До влажности максимальной гигроскопичности вода в песках передвигается в форме пара под влиянием термической, молекулярной и капиллярной конденсации.

Термическая конденсация происходит вследствие перемещения водяного пара из-за разности температур, вызывающей различие в упругости паров воды в воздухе и в песках или в различных точках песчаного массива. Молекулярная конденсация обязана адсорбции паров воды поверхностью грунтовых частиц. Причиной капиллярной конденсации является неодинаковая упругость водяных паров над водной поверхностью различной кривизны. Над выпуклой поверхностью упругость паров больше, чем над плоской, а над плоской больше, чем над вогнутой. Между зёрнами песка мениски воды имеют вогнутую поверхность, что при относительной упругости водяных паров более 45—50% вызывает переход паробразной воды в капиллярную воду углов пор.

При гигроскопической влажности вода находится в прочно-связанном состоянии. При максимальной гигроскопичности кроме прочно связанной воды в грунтах содержится рыхлосвязанная и капиллярно-конденсированная вода. Гигроскопическая влажность изменяется от 0,29—0,40% в мелко- и среднезернистых песках до 2,10—3,67% в тяжелых супесях. Соотношение между гигроскопичностью и максимальной гигроскопичностью в песках равно примерно 1 : 2.

Максимальная молекулярная влагоемкость соответствует предельному количеству воды, удерживаемому молекулярными силами грунтовых частиц. Эта влажность зависит от давления на грунт, длительности опыта, состава и концентрации порового раствора и т. п.

Между максимальной молекулярной влагоемкостью и дисперсностью грунта существует корреляционная связь, которая наиболее четко выражена в мономинеральных песках. Максимальная моле-

кулярная влагоемкость (в % от объемной влажности), определенная методом высоких колонн, составляет для среднезернистых песков 2,2—5,5, для мелкозернистых — 6,0—11,6, для супесей — 9,9—14,3 [Фадеев, 1965].

Капиллярная вода может двигаться против направления действия силы тяжести, не вытекает в выработки и замерзает

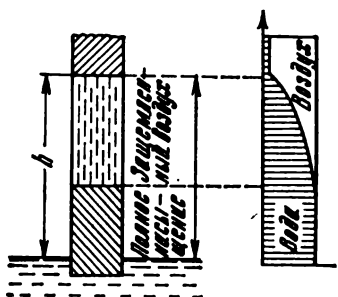


Рис. 20. Распределение капиллярной воды в грунте по глубине

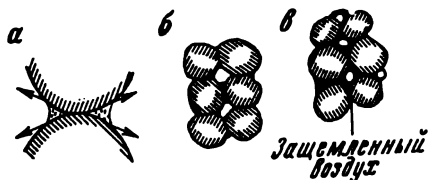


Рис. 21. Формы нахождения капиллярной воды:

а — мениск в точке контакта зерен; б — капиллярно-стыковая вода; в — капиллярно-чечотная вода

при температуре ниже 0° (чем меньше размер капилляров, тем ниже температура замерзания). Различают капиллярную кайму грунтовых вод и капиллярно-подвешенную воду. При быстром понижении грунтовых вод нередко происходит отрыв воды капиллярной каймы и переход ее в капиллярно-подвешенную воду. Подобное явление наблюдается, например, при залегании песков на галечниках. В этом случае поверхность раздела вода—воздух ограничивает капиллярно-подвешенную воду сверху и снизу.

В зоне капиллярной каймы поры полностью заполнены водой лишь вблизи уровня грунтовых вод. Благодаря продвижению воды по мелким порам на большую высоту в крупных порах образуется защемленный воздух, находящийся под капиллярным давлением. Капиллярная влагоемкость ниже, чем полная, поскольку влажность песка в зоне капиллярной каймы уменьшается снизу вверх (рис. 20). В верхней части этой зоны капиллярная вода в местах контактов между зернами находится в виде колец [Гольдштейн, 1973], не сообщающихся друг с другом (капиллярно-стыковая вода), т. е. в защемленном состоянии (рис. 21, а, б). При более высокой влажности пузырьки воздуха защемлены в центральных частях крупных пор (рис. 21, в). Вода, называемая в этом случае капиллярно-чечотной, перетекает от стыка к стыку между зернами. Капиллярно-стыковая вода не передает гидростатическое давление, а капиллярно-чечотная вода передает его. Капиллярная влагоемкость колеблется от полной до наименьшей влагоемкости, т. е. влажности грунта после полного стекания свободной воды.

Высота капиллярного поднятия воды H_k в цилиндрических капиллярах определяется по формуле Жюрена

$$H_k = \frac{0.3}{d},$$

где d — диаметр капилляра.

Поры имеют неправильную форму и поэтому расчет по приведенной формуле дает приближенные значения даже для однородных песков. Диаметр пор в песках изменчив и замер его затруднителен. В связи с этим более предпочтительны формулы, в которые входит диаметр не пор, а частиц. Такова, например, формула М. К. Мельниковой

$$H_k = \frac{8\alpha}{\gamma g d},$$

где α — поверхностное натяжение; γ — плотность жидкости; d — средний диаметр частиц; g — ускорение силы тяжести.

Высота и скорость капиллярного поднятия воды зависят от текстуры и гранулометрического состава песков. Чередование грубо- и тонкозернистых песков уменьшает высоту капиллярного подъема воды. Чем выше дисперсность песка, тем выше высота и меньше скорость капиллярного поднятия воды. Высота капиллярного поднятия воды составляет в крупно-, средне- и мелкозернистых песках соответственно 3,5—12, 12—35 и 35—120 см. При повышении температуры высота капиллярного поднятия уменьшается, а скорость возрастает. Присутствие защемленного воздуха снижает высоту и замедляет скорость капиллярного подъема воды.

В песках капиллярные мениски имеют вогнутую форму. Вследствие стремления менисков воды к сокращению и разности молекулярных давлений под плоской и искривленной поверхностями воды пески приобретают капиллярную связность. Величина ее значительно уступает силам цементации. Капиллярная связность (сцепление) способствует сохранению вертикальных откосов высотой несколько десятков сантиметров в маловлажных песках и играет некоторую роль в процессе уплотнения песков. После водонасыщения и исчезновения менисков пески уплотняются под собственным весом.

Водоотдача и водопроницаемость. Гравитационная вода передвигается по порам путем инфильтрации либо в виде подземного потока. Часть ее заключена в замкнутые крупные поры. Гравитационная вода в наибольшей мере обладает растворяющей способностью, оказывает взвешивающее давление на частицы грунта и фундаменты сооружений, расположенные ниже уровня грунтовых вод, вызывает гидродинамическое давление и явления суффозии.

Полная влагоемкость соответствует влажности грунта при заполнении пор. Полная объемная влагоемкость меньше пористо-

сти на величину объема пор, занятых заземленным воздухом. Полная влагоемкость мелко- и среднезернистых песков в среднем равна 36—38% (пределы колебаний 24—46%). Как отмечено выше, в капиллярной зоне влажность песков с глубиной возрастает, степень влажности при этом изменяется от 0,20—0,25 до 0,85—0,95. В зависимости от ее значения пески разделяют на мало-влажные (до 0,5), влажные (0,5—0,8), насыщенные водой (0,8—1). Степень влажности влияет на уплотняемость и физико-механические свойства песков.

О количестве гравитационной воды возможно судить по водоотдаче, т. е. по количеству воды, которая свободно вытекает из грунта. Водоотдача соответствует приблизительно разности между объемной полной влагоемкостью $W_{o.п}$ и объемной максимальной молекулярной влагоемкостью $W_{o.м}$. Очевидно, что при одинаковом гранулометрическом составе водоотдача зависит от пористости грунтов. Она характеризуется коэффициентом водоотдачи μ_v , выраженным в долях единицы или в процентах. Ниже приведены примерные значения μ_v различных грунтов.

Галечники и гравий	0,35—0,30
Крупнозернистые гравелистые пески	0,35—0,25
Среднезернистые пески	0,25—0,20
Мелкозернистые пески	0,20—0,15
Тонкозернистые пески и супесь	0,15—0,10
Известняки трещиноватые	0,10—0,008
Песчаники с глинистым цементом	0,03—0,02

Для песков характерно ламинарное (параллельно-струйчатое) движение воды, описываемое законом Дарси: $v = kI$, согласно которому скорость фильтрации v прямо пропорциональна гидравлическому градиенту I . Коэффициент фильтрации k имеет ту же размерность, что и скорость фильтрации v .

Для песков закон Дарси применим лишь при малых значениях гидравлического градиента. При некотором значении гидравлического градиента зависимость между v и I становится нелинейной: возрастание скорости фильтрации несколько отстает от увеличения гидравлического градиента.

Максимальная, или критическая, скорость $v_{кр}$, до которой соблюдается закон Дарси, определяется из уравнения

$$\frac{v_{кр} D}{\nu (0,01) n^{1/3}} = Re,$$

где ν — кинематическая вязкость воды, m^2/c ; D — средний диаметр зерен, m ; n — пористость грунта, %; Re — критерий турбулентности (число Рейнольдса).

Для крупнозернистых песков $v_{кр}$ изменяется от 0,5 до 0,9 cm/c или $(5—9) \cdot 10^{-3} m/c$; для мелкозернистых она значительно больше.

Линейная зависимость между пористостью и коэффициентом фильтрации отсутствует. Поры в песках заметно различаются по

размерам и форме. С уменьшением размера пор пористость изменяется мало, между тем как коэффициент фильтрации существенно снижается. Водопроницаемость зависит преимущественно от размера пор, который определяется главным образом гранулометрическим составом песков, плотностью их сложения и формой зерен.

Чем неоднороднее пески по гранулометрическому составу, тем менее они водопроницаемы. Мелкие частицы, заполняя крупные поры, уменьшают площадь фильтрации и, что особенно важно, сокращают размеры пор. Влияние минерального состава сказывается на форме зерен, от которой зависит пористость и размер пор; слюды, например, образуют более тонкие поры, чем изометрические зерна кварца. Шероховатость поверхности зерен понижает коэффициент фильтрации песка. При окатанной форме песчаных зерен водопроницаемость выше, чем при остроугольной. Уплотнение песков уменьшает и пористость и размер пор, что понижает водопроницаемость.

Гидродинамическое давление воды, т. е. фильтрационные силы, могут вызывать в зависимости от направления перемещение и уплотнение песка либо его разрыхление, способствующее повышению водопроницаемости.

На водопроницаемость оказывают влияние текстурные особенности песков. В толще слоистых мелкозернистых песков определялся коэффициент фильтрации в направлении, перпендикулярном и параллельном слоистости, образованной чередованием узких и широких слоев, различающихся по гранулометрическому составу. Как оказалось, вдоль слоистости коэффициент фильтрации песков в 1,7—2 раза выше, чем в перпендикулярном направлении. Это обстоятельство следует учитывать при проектировании и эксплуатации осушительных каналов, а также разработке котлованов и расчете водопонижения. Грунтовая вода в каналы попадает через откосы и со стороны дна. В связи с этим в песках под дном канала или котлованов коэффициент фильтрации следует определять в направлении, перпендикулярном слоистости, в песках, слагающих стенки выработок,— параллельно слоистости [Фадеев, 1969].

Для определения коэффициента фильтрации песков используют полевые и лабораторные методы, рассматриваемые в курсах гидрогеологии. Полевые методы более предпочтительны, чем лабораторные. Расчет коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам Газена, Сликтера и др., учитывающим данные о гранулометрическом составе и пористости, часто приводит к весьма значительным погрешностям.

Коэффициент фильтрации песков колеблется в среднем от 10^{-3} до 10^{-5} м/с или от 10^{-1} до 10^{-3} см/с*. Ориентировочные значения коэффициента фильтрации песков таковы:

* 1 см/с соответствует 864 м/сут.

	Пески	В м/с	В м/сут
Крупные гравелистые		$(5-10) \cdot 10^{-6}$	50—100
Крупнозернистые		$(2-7,5) \cdot 10^{-6}$	20—75
Среднезернистые		$(0,5-2,5) \cdot 10^{-6}$	5—25
Мелкозернистые		$(0,1-0,5) \cdot 10^{-6}$	1—5
Мелкозернистые глинистые		$(0,1-0,2) \cdot 10^{-6}$	1—2
Пылеватые		$(0,05-0,1) \cdot 10^{-6}$	0,5—1

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Структурная прочность (связность). Пески обладают некоторой связностью (сцеплением). Она создается за счет зацепления (заклинивания) зерен, капиллярной связности, цементирующего действия простых солей и тонких водно-коллоидных пленок на контактах между зернами. В последнем случае структурные связи возникают при длительном соприкосновении песчаных зерен. Материал для склеивания (преимущественно коллоидный кремнегель) извлекается из поверхностного слоя песчаных зерен поровыми растворами либо ими привносится. В намытых песках вторичное упрочнение интенсивно происходит в первые два-три года и далее затухает [Хазанов, 1975].

При естественном сложении пески обладают более высокой механической прочностью, чем при нарушенном (рис. 22). Нарушение естественного сложения при различных воздействиях может быть частичным либо практически полным — при выемке и перекладке песка в теле или основании сооружений. Последующее уплотнение песка до исходной объемной массы скелета не вызывает восстановления естественной прочности. Для достижения песком нарушенного сложения той прочности, которой обладает песок естественного сложения, первый должен иметь несколько большую объемную массу скелета, чем второй.

Структурная прочность наблюдается в песках естественного сложения при самой различной их влажности. После укладки и уплотнения пески приобретают некоторую структурную прочность уже через 1 мес.

Уплотнение статическими и динамическими нагрузками. Способность песков к уплотнению зависит от гранулометрического состава, формы и окатанности зерен, влажности и степени плотности. Чем зерна однороднее по размеру и более угловаты, тем менее способен песок к уплотнению.

Водные пленки на контактах между частицами, несколько уменьшающие внутреннее трение грунта, и уплотняющее действие капиллярных менисков вызывают своеобразную просадку песка (рис. 23). Сухой песок уплотняется при водонасыщении снизу лишь при степени плотности менее 0,7.

Плотное сложение песка следует определять при некотором оптимальном увлажнении (при степени влажности 0,5—0,6). Оптимальная влажность уплотнения составляет 8—12% для песков и 9—14% для супесей. Чем мельче зерна песка, тем выше его опти-

мальная влажность. Объемная масса (в $\text{кг}/\text{м}^3$) однородных песков после уплотнения при оптимальной влажности составляет 1550—1700; неоднородных песков — 1700—1900; супесей — 1700—1950.

По отношению к испытываемому давлению пески могут быть нормально уплотненными, недоуплотненными и переуплотненными

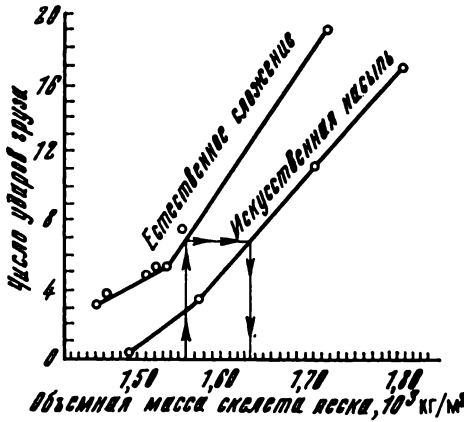


Рис. 22. График зависимости числа ударов груза на 10 см погружения зонда от объемной массы скелета. По В. А. Дурайте и С. Д. Воронкину

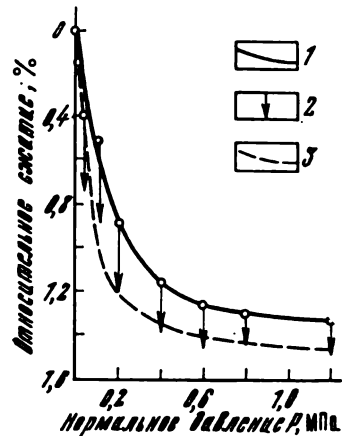


Рис. 23. Осредненные компрессионные кривые. По В. В. Радиной:
1 — компрессионная кривая сухого песка;
2 — вектор дополнительного сжатия уплотненного сухого песка, подвергнутого замачиванию под нагрузкой;
3 — компрессионная кривая водонасыщенного песка, построенная путем соединения векторов

[Дудлер, 1974]. В первом случае пористость песков соответствует испытываемому ими давлению. Переуплотненные пески возникают в результате кольтатации или искусственного уплотнения, недоуплотненные пески — при унаследовании цементационных связей исходных пород и возникновении вторичных связей, тормозящих уплотнение. Недоуплотненное состояние может быть в значительной мере устранено обводнением или механическим нарушением сложения песков.

При изменении сложения песков от рыхлого до плотного пористость снижается на 9—16%. Степень плотности сложения влияет на уплотняемость песков под воздействием статических и динамических нагрузок и на сопротивление сдвигу.

Сжатие песков связано со взаимным перемещением отдельных зерен, при статических нагрузках оно незначительно. Крупно- и среднезернистые пески сжимаются быстро, водопроницаемость их высока и обеспечивает отток воды, отжимаемой из пор грунта. Сжатие пылеватых песков происходит медленнее, после намыва, например, в течение от одних суток до нескольких недель и месяцев (в зависимости от толщины слоя). Сжимаемость песков зависит от плотности их сложения, пористости, формы и окатанности зерен, однородности гранулометрического состава, покрытия зерен коллоидными пленками. Чем более рыхлое сложение имеет

песок, тем сильнее он сжимается. Различие в уплотняемости особенно проявляется на первых ступенях нагрузок. Максимальное сжатие отмечается в песках рыхлого сложения, минимальное — в песках плотного сложения. Пески рыхлого сложения наиболее способны к уплотнению при встряхивании и вибрации (землетрясения, работе машин и т. п.).

Окатанность зерен способствует взаимному их перемещению при уплотнении, наоборот, остроугольная форма зерен и шероховатость поверхности препятствуют плотной укладке. Пески с зернами, покрытыми гелеобразными и глинистыми пленками, сильнее сжимаются, чем пески чистые, хорошо промытые.

При сжатии в песках проявляется боковое давление $\sigma_x = \sigma_y$, составляющее некоторую часть от вертикальной нагрузки (σ_z):

$$\sigma_x = \xi \sigma_z,$$

где ξ — коэффициент бокового давления.

При компрессионных испытаниях ξ называют коэффициентом бокового давления в покое (так как боковое перемещение грунта отсутствует); величина ξ для песков составляет в среднем 0,5.

Деформации песчаных оснований под сооружениями складываются из уплотнения и пластических деформаций в краевой зоне по контуру сооружения. Вертикальное перемещение зерен при уплотнении песка под обычными нагрузками незначительно. Однако при увеличении вертикальной нагрузки общая деформация возрастает за счет бокового перемещения зерен. По величине модуля общей деформации E_0 (в МПа) пески разделяют [Дудлер, 1974] на: сильносжимаемые (< 5), сжимаемые (5—20), малосжимаемые (20—50) и незначительно сжимаемые (> 50).

Угол естественного откоса. Сухие пески образуют относительно постоянный угол естественного откоса, характеризующий их состояние без внешней нагрузки. Для сухих песков рыхлого сложения он практически совпадает с углом внутреннего трения. Угол естественного откоса зависит главным образом от гранулометрического состава и формы частиц. С уменьшением размера зерен угол естественного откоса становится положе. Некоторое снижение его отмечается при испытаниях под водой. Существенное влияние на угол естественного откоса оказывает форма зерен: для окатанных и остроугольных зерен кварца одинакового размера различие достигает 9—11° [Охотин, 1937].

В водоносных песках движущаяся вода оказывает гидродинамическое давление на песчаные зерна. Угол откоса песка изменяется в зависимости от направления движения воды. Если вода фильтруется из канала внутрь откоса, угол откоса возрастает, а если канал дренирует грунтовые воды, устойчивый откос канала несколько положе угла естественного откоса.

На угол естественного откоса влияют прослой глинистых грунтов или сцементированной супеси. Выше таких прослоев песок оплывает, осыпается и откос принимает ступенчатую форму.

На результаты определения угла естественного откоса влияет схема опыта (рис. 24); как правило, $\varphi_1 < \varphi_2 < \varphi_3$. Испытания проводят по схеме «а», при которой угол естественного откоса имеет наименьшее значение. Для песков этот угол изменяется преимущественно от 35 до 28° и менее.

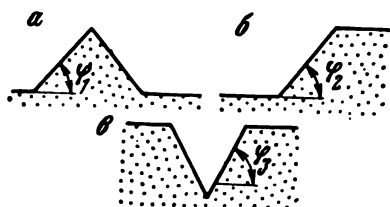


Рис. 24. Различные случаи образования угла естественного откоса. По М. Н. Гольдштейну:
а — коническая насыпь; б — плоский откос;
в — коническая выемка

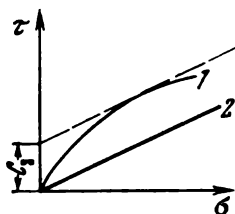


Рис. 25. Зацепление в песках:
1 — плотный песок; 2 — рыхлый песок

Сопротивление сдвигу. Принимают, что в рыхлых песках сдвигающее усилие τ зависит от угла внутреннего трения (φ ; $\operatorname{tg} \varphi = f$) и вертикального давления σ

$$\tau = \operatorname{tg} \varphi \sigma \text{ или } \tau = f \sigma.$$

Приведенная зависимость не является в общем случае линейной, угол внутреннего трения зависит от напряженного состояния [Сидоров, 1967]. Максимальное его значение отмечается при σ , близком к нулю, в интервале $\sigma = 0,05\text{—}0,5$ МПа он практически постоянен, а при $\sigma > 0,5$ МПа — уменьшается. Прочность в начале опыта на сдвиг и при возрастающем значении σ неодинакова, так как плотность песка в этих случаях различна.

Сопротивление сдвигу связано не только с силами трения соприкасающихся зерен. В зоне сдвига в песках изменяется первоначальное положение зерен. Дополнительное усилие, необходимое для устранения заклинивания зерен, их некоторого поворота и разрушения песка в зоне сдвига, называется начальным сопротивлением структуры, или зацеплением. Сопротивление сдвигу пропорционально нормальному давлению и плотности сложения песка; чем они выше, тем больше зацепление. В рыхлых песках на сопротивление сдвигу зацепление влияет мало.

График зависимости сопротивления сдвигу от нормального давления для рыхлого и плотного песка представлен на рис. 25. Для плотного песка зависимость выражается кривой, касательная к которой отсекает на оси ординат отрезок, соответствующий силе зацепления S_0 . В сдвижных приборах плоскости сдвига фиксированы, поэтому определение угла внутреннего трения крупнозернистых песков дает завышенные результаты.

На сопротивление сдвигу песков влияет гранулометрический состав, форма зерен, плотность сложения и другие факторы. Угол внутреннего трения уменьшается с увеличением дисперсности

песка и окатанности зерен. При этом зерна становятся более изометричными и влияние их формы на угол внутреннего трения затухает. Присутствие слюды уменьшает угол внутреннего трения песков: при содержании слюды выше 10% он примерно такой же, что и в искусственно приготовленных слюдистых песках. Введение до некоторого предела в песок пылеватых частиц уменьшает пористость и увеличивает угол внутреннего трения. При водонасыщении угол внутреннего трения в мелкозернистых и пылеватых песках несколько понижается (примерно на 1—2°) [Охотин, 1937].

С повышением степени плотности сложения D угол внутреннего трения φ возрастает прямо пропорционально [Гольдштейн, 1952]

$$\varphi = \varphi_p + mD,$$

где φ_p — угол внутреннего трения песка рыхлого сложения; m — коэффициент, изменяющийся от 6 до 12: для окатанного, однородного по составу песка $m = 6-7$, при угловатом неоднородном песке $m = 12$ [Дашко, Каган, 1977].

Зная коэффициент пористости e песков, можно определить $\operatorname{tg} \varphi$ по эмпирической формуле

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{K^*}{e},$$

где K — параметр зависимости, изменяющийся от 0,33 (мелкозернистые пески) до 0,55 (крупнозернистые пески).

Разнозернистые пески по сравнению с равнозернистыми характеризуются более высокими показателями сдвига. При плотном сложении величина зацепления в этих песках составляет 0,03—0,05 МПа. Сопротивление сдвигу повышается с увеличением содержания фракции > 2 мм, особенно, если она представлена неокатанными зернами. Примесь глинистых частиц до 5% в крупнозернистых песках не влияет на показатели сдвига, а в мелкозернистых песках она их существенно снижает.

С уменьшением влажности силы капиллярного сцепления возрастают, что сказывается на повышении сопротивления сдвигу. В слабо влажных песках сохраняются вертикальные откосы высотой до 1—1,5 м. По мере увеличения влажности капиллярные мениски выполаживаются и сопротивление сдвигу падает. Особенно отчетливо это явление прослеживается в мелкозернистых песках.

При сдвиге водонасыщенных песков возникает гидродинамическое давление $\sigma_{\text{гидр}}$, которое увеличивает или уменьшает нормальное давление σ . Величина и направленность его связаны с пористостью песков. При сдвиге плотных водонасыщенных песков пористость их возрастает, вода оказывает на песок добавочное (к нормальному) гидродинамическое давление. При сдвиге рыхлых песков пористость понижается и вода выжимается из песка; в этом случае гидроди-

* В формуле не учитывается влияние окатанности зерен на угол внутреннего трения.

динамическое давление направлено от зоны сдвига и уменьшает нормальное давление. Если пористость равна критической, то гидродинамическое давление равно нулю. Таким образом, сдвигающее усилие τ для плотных песков $\tau = (\sigma + \sigma_{\text{гидр}}) \operatorname{tg} \varphi$, для рыхлых песков $\tau = (\sigma - \sigma_{\text{гидр}}) \operatorname{tg} \varphi$. Влияние гидродинамического давления на сопротивление сдвигу возрастает с увеличением скорости сдвига. При консолидированном медленном сдвиге гидродинамическое давление сравнительно быстро исчезает. Влияние этого давления может сказаться только при быстром неконсолидированном сдвиге.

Сопротивление сдвигу песков понижается при вибрациях и динамических воздействиях. По экспериментальным данным коэффициент внутреннего трения песков резко уменьшается в диапазоне частот $180\text{--}250 \text{ с}^{-1}$, но в общем он зависит от частоты колебаний ω и их амплитуды A .

При изучении влияния вибрации на прочностные и деформационные свойства грунтов определяют величину m , под которой понимают отношение ускорения при вибрации $g_{\text{вибр}}$ к ускорению силы тяжести g : $m = g_{\text{вибр}} : g$.

При возрастании величины m показатели сдвига резко падают. При вибрациях угол естественного откоса существенно уменьшается, пески становятся подобными вязким жидкостям. По некоторым данным [Иванов, Итина, Поспелов, 1977], понижение сопротивления сдвигу при вибрациях и динамических воздействиях объясняется главным образом изменением напряженного состояния грунта.

Таблица 11

Нормативные значения удельных сцеплений C^H (в МПа), углов внутреннего трения φ^H (в градусах) и модулей деформации E (в МПа) песчаных грунтов (независимо от происхождения, возраста и влажности)

Вид песчаных грунтов	Обозначения характеристик	Характеристики грунтов при коэффициенте пористости e			
		0,45	0,55	0,65	0,75
Пески гравелистые и крупные	C^H	0,002	0,001	—	—
	φ^H	43	40	38	—
	E	50	40	30	—
Пески средней крупности	C^H	0,003	0,002	0,001	—
	φ^H	40	38	35	—
	E	50	40	30	—
Пески мелкие	C^H	0,006	0,004	0,002	—
	φ^H	38	36	32	28
	E	48	38	28	18
Пески пылеватые	C^H	0,006	0,006	0,004	0,002
	φ^H	36	34	30	26
	E	39	23	18	11

Сопротивление песков сдвигу зависит от скорости приложения сдвигающих усилий. При быстром сдвиге (после стабилизации осадки от вертикальной нагрузки) сопротивление сдвигу несколько меньше, чем при медленном сдвиге. Угол внутреннего трения песков изменяется в широких пределах — от 19 до 42°. Для чистых песков он колеблется обычно от 30 до 40°. Показатели сдвига можно сопоставлять только в том случае, когда плотности сложения песков близки.

Показатели сопротивления сдвигу и модули деформации песчаных грунтов по СНиП II-15—74 приведены в табл. 11.

СУФФОЗИЯ, ПЛЫВУННОСТЬ И РАЗЖИЖЕНИЕ ПЕСКОВ

Суффозионные явления, выражающиеся в выносе из породы мелких частиц, приурочены к пескам и супесям определенного состава и структуры и возникают при значительных градиентах фильтрационного потока. Они встречаются, например, при быстром спаде паводка, вызвавшего подпор водоносного горизонта. Суффозионный вынос происходит при откачке воды из котлованов, а также при фильтрации воды из плотин и дамб.

Суффозия может быть внешняя — из приповерхностного слоя грунта, и внутренняя — из его толщи. Суффозия невозможна, если минимальный диаметр частиц грунта больше или равен диаметру фильтрационных ходов-пор.

Переход мелких частиц во взвешенное состояние и вынос их происходит в условиях турбулентного режима грунтовых вод при гидравлическом градиенте $i > 5$. Этот режим в песках имеет локальный характер. При суффозионном выносе на поверхности песка образуются углубления.

Суффозионным явлениям благоприятствуют значительные отличия в размере смежных фракций, например, когда средний диаметр зерен крупной фракции d_1 более чем в 20 раз превышает диаметр мелкой фракции d_2 , т. е. $d_1 : d_2 \geq 2$. Для ориентировочного суждения о суффозионности грунта используют коэффициент неоднородности ($K_n = d_{60} : d_{10}$). Песчаные грунты различаются на несуффозионные — $K_n \leq 10$; суффозионные — $K_n > 20$; грунты переходной области, которые могут быть суффозионными и несуффозионными, — $K_n = 10—20$.

Прогноз суффозионности основан на анализе формы полулогарифмических кривых гранулометрического состава в координатах суммарные проценты — отношение $d_i : d_{\max}$, где d_i промежуточный диаметр; d — максимальный диаметр [Лубочков, 1965]. Сравнение кривых гранулометрического состава реальных грунтов с кривыми теоретически несуффозионных грунтов или анализ некоторых параметров гранулометрического состава (графический и аналитический методы) позволяют судить о суффозионной устойчивости грунтов.

Величина критического градиента $i_{кр}$, при превышении которого происходит взвешивание песчаных частиц, определяется по формуле Е. А. Замарина

$$i_{кр} = \frac{(\gamma_s - \gamma_w)(1 - n)}{\gamma_w} + 0,5 n,$$

где γ_s и γ_w — плотность соответственно песка и воды; n — пористость в долях единицы.

Суффозионные явления часто возникают в местах контактов глинистых и песчаных или пылеватых и песчаных слоев. При пересечении фильтрационным потоком контактной зоны возможны явления размыва и суффозии, которые будут тем ошутимее, чем больше различие в коэффициентах фильтрации грунтов смежных слоев (k_1 и k_2). Суффозия происходит, если $k_1 : k_2 > 2$.

В гидротехнической литературе различают несколько основных видов деформаций, вызываемых действием фильтрационных потоков: 1) выпор, 2) суффозия, 3) контактный выпор, 4) контактный размыв. В действительности эти деформации имеют смешанный характер и в инженерно-геологической литературе их относят к суффозии. Суффозия вызывает увеличение пористости песков, понижает их устойчивость и прочность.

Плывуны е явления. Плывуны — грунты, которые при вскрытии приходят в движение подобно вязкотекучему телу, встречаются среди водонасыщенных мелкозернистых пылеватых песков. Различают плывуны истинные и псевдоплывуны. Истинные плывуны характеризуются присутствием пылевато-глинистых и коллоидных частиц, они характеризуются большой пористостью ($>40\%$), низкими водоотдачей и коэффициентом фильтрации, способностью к тиксотропным превращениям, оплыванием при влажности 6—9% и переходом в текучее состояние при влажности 15—17%.

Псевдоплывуны — пески, не содержащие тонких глинистых частиц, полностью водонасыщенные, легко отдающие воду, водопроницаемые, переходящие в плывунное состояние при определенном гидравлическом градиенте.

Сжимаемость плывунных песков зависит от плотности их сложения и возможности оттока воды. Опыт показывает, что плывуны являются надежным естественным основанием для многих типов зданий и сооружений. Прогноз возможности плывунных явлений основан на комплексе данных о грунтах и гидрогеологических условиях. Плывунные явления часто сопровождаются суффозией тонкодисперсных частиц. Чтобы знать, в каком количестве находятся эти частицы, следует определять гранулометрический состав по микроагрегатной и дисперсной схемам анализа, удельную поверхность и различные показатели, характеризующие дисперсность и гидрофильность грунтов. Должны быть данные о различных видах пористости: естественной, максимальной и минимальной. Важно знать изменение пористости и соответственно водоотдачи при нарушении естественного сложения грунта.

Плывуны затрудняют земляные работы (рытье котлованов и др.), поэтому при крупном строительстве применяют шпунтовые ограждения, плывуны закрепляют замораживанием, цементацией, силикатизацией, осушением. Откачки как метод осушения эффективны лишь при коэффициенте фильтрации более $(2-5) \cdot 10^{-7}$ м/с

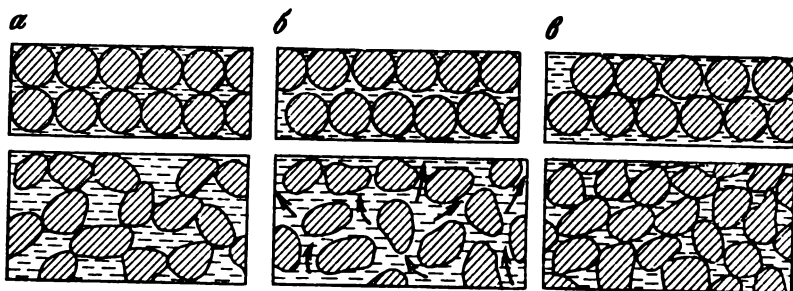


Рис. 26. Схема, иллюстрирующая процесс разжижения водонасыщенных песков. По П. Л. Иванову
а — рыхлая упаковка; б — неустойчивая структура; в — устойчивая (плотная) структура

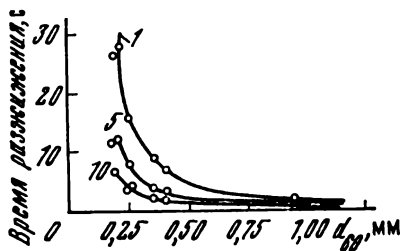


Рис. 27. Влияние гранулометрического состава песка на время пребывания слоя песка в разжиженном состоянии. По В. А. Флярину и П. Л. Иванову.
Цифры у кривых — количество угля

(2—5 м/сут). Для более мелкозернистых и пылеватых песков целесообразно применять вакуум- и иглофильтры. С помощью электродренажа в сочетании со скважинами-иглофильтрами возможно осушение трудно дренируемых разновидностей песков.

Разжижение песков. Рыхлые водонасыщенные пески разжижаются при взрывах, землетрясениях, вибрациях, гидродинамическом движении фильтрующейся воды. При разжижении песок подобен густой вязкой жидкости, устойчивость его против сдвигающих усилий утрачивается, поскольку зерна отделены друг от друга прослойками воды.

Рассмотрим модель песка в виде находящихся в воде рыхло упакованных шаров (рис. 26, а). Если верхний ряд шаров сдвинуть относительно нижнего (рис. 26, б), то структура системы нарушится и контакт между шарами временно утратится. При этом песок разжижается и течет. По мере отжатия воды шары верхнего ряда опускаются в промежутки между шарами нижнего ряда и плотность песка возрастает (рис. 26, в). Для возникновения разжижения необходимы: 1) разрушение структуры; 2) возможность уплотнения песка и 3) практически полная его водонасыщенность [Иванов, 1962].

Разжижение может охватывать большие массивы рыхло сложенных песков, в ряде случаев является причиной аварий соору-

жений (обвал насыпей железных дорог, дамб и шлюзов, внезапные оползни). Наиболее часто разжижение наблюдается в мелко-, реже в среднезернистых песках. Крупнозернистые пески хорошо водопроницаемы, поэтому время пребывания их в разжиженном состоянии весьма незначительно.

Явление разжижения связано с характером механических воздействий и их интенсивностью, например с частотой и амплитудой колебаний при вибрациях. Причинами разжижения песков могут быть критические значения: пористости, интенсивности динамического воздействия, напряженного состояния грунта, градиента напора фильтрационного потока [Флорин, Иванов, 1961].

Процесс разжижения сопровождается уменьшением пористости и временным повышением давления в поровой воде. В нем можно выделить три стадии: а) разрушение структуры грунта; б) собственно разжижение; в) последующее уплотнение.

В практическом отношении значительный интерес представляет время пребывания песков в разжиженном состоянии. Оно зависит от мощности слоя и водопроницаемости разжиженных песков, их гранулометрического состава (рис. 27), длительности воздействия динамической нагрузки и интенсивности дренирующей пригрузки. Даже небольшая дренирующая пригрузка существенно уменьшает время нахождения песка в разжиженном состоянии.

Уплотнение грунтов в результате переукладки частиц начинается в нижней части слоя разжиженного песка, так как песчаные зерна находятся здесь в более напряженном состоянии. Песок в верхнем слое наиболее длительное время пребывает в разжиженном состоянии.

При вибрационных воздействиях происходит послойное (сверху вниз) разжижение водонасыщенного песка; зона разжижения песка постепенно перемещается в глубь грунта. Присутствие заземленных газов понижает скорость распространения динамических воздействий и уменьшает возможность их влияния на разжижение, что приводит к сокращению зоны разжижения песков.

Для предотвращения разжижения и его вредных последствий пески необходимо осушать, уплотнять либо пригружать. Обычно пески уплотняют и устраивают дренирующие пригрузки. Критерии, учитывающие показатели свойств песков и характер механических воздействий, при которых они переходят в разжиженное состояние, точно не выявлены.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Элювиальные пески встречаются редко, главным образом в районах, где обнажаются песчаники и граниты. Они образуются в первую очередь в благоприятных для выветривания условиях (южные склоны, участки с повышенной фильтрацией воды и т. п.). Особенности элювиальных песков: невыдержанность по площади и мощности (наличие «карманов»), неравномерная плотность, вторичная цементация, переход в щебнисто-дресвяные отложения.

Форма зерен унаследованная. В песках, образовавшихся при выветривании изверженных пород, зерна угловатые, полевые шпаты мутные. Окраска песков желто-бурая вследствие пленки на зернах гидроокислов железа.

Делювиальные пески приурочены к склонам, верхняя часть которых сложена песками и слабыми песчаниками. Встречаются редко, имеют небольшую мощность, увеличивающуюся к низу склона. Слоистость параллельна склону. В нижней части склонов делювиальные пески могут залегать на различных породах.

Пролювиальные пески часто образуются в районах распространения песчаников. Состав обломочного материала определяется составом пород в районе выноса. Гранулометрический состав неоднороден; обычно в верхнем слое пролювиальной толщи пески более мелкозернистые, чем в нижнем. Текстура косослоистая.

Аллювиальные пески распространены широко. Многие пески иного генетического типа первоначально были аллювиальными. Пески приурочены к русловой фации аллювия, отлагаются при уменьшении скоростей течения воды.

Транспортирующая способность рек зависит от ее кинетической энергии, а также от количества взвешенного в воде материала. В верхнем течении рек преобладают процессы эрозии, в среднем течении — процессы транспортировки, в нижнем — процессы аккумуляции. Реки переносят терригенный материал во взвешенном состоянии либо путем перекачивания по дну. Донные наносы состоят в равнинных реках 0,1—10% от твердого стока, в горных реках — до 50% и более. Количество и крупность материала, переносимого реками, зависит от скорости движения воды, способности пород к размыву, климатических условий и возраста рек. У одного берега река смывает наносы, у другого — перекрывает отложениями ранее частично эродированный слой наносов. Положение меандр с течением времени изменяется.

Аллювиальные отложения неоднородны по составу и невыдержаны по простиранию. Однако в целом они отражают геологическую и климатическую историю бассейна реки. Древнеаллювиальные русловые отложения представлены крупнозернистыми песками и гравийно-галечными породами, так как скорости течения талых ледниковых вод (в первую очередь по речным руслам) были высокими. При движении от истоков реки к ее устью гранулометрический состав аллювия изменяется в сторону увеличения дисперсности.

Генезис ледниковых (моренных) песков связан с истирающей, транспортирующей и аккумулятивной деятельностью ледников. При переносе льдом сортировка материала почти отсутствует, поэтому морены имеют разнородные сложения. Песчаным материалом обогащены морены на Кольском полуострове и в Карелии. С внутриледниковыми потоками связаны прослои отсортированного песка. Ледниковые пески приурочены также к камам — холмам, не имеющим определенной ориентировки,

Флювиогляциальные (водноледниковые) пески — отложения талых ледниковых вод, не имевших устойчивых русел. Таковы, например, зандры, окаймляющие конечные морены и занимающие большую площадь (сотни квадратных километров). Для зандр характерна неоднородность состава, полиминеральность и угловатость зерен, отсутствие вод растворимых солей и органических веществ. По мере удаления от конечных морен состав зандровых песков утончается.

Долинные зандры развиты в пределах обширных доледниковых депрессий в верхних течениях Волги, Днепра и Дона и образуют ниже по течению рек высокие флювиогляциальные террасы рек. Долинные зандры различных оледенений наложены друг на друга (например, в Полесье) или переслаиваются с мореной. Они содержат прослой суглинков и в инженерно-геологическом отношении менее благоприятны, чем зандровые поля. Флювиогляциальными отложениями являются также озы — валы из слоистого песка, протягивающиеся на десятки километров.

Состав флювиогляциальных песков отражает состав соответствующей морены. При размыве морен, залегающих на кристаллических породах, флювиогляциальные пески слабо сортированы, содержат крупнообломочный материал. При удалении от центра оледенения (север Украины, юг Белоруссии) они мелкозернисты и хорошо отсортированы.

Эоловые пески. В зависимости от скорости ветра и размера частиц песчаный материал переносится во взвешенном состоянии либо перекатыванием. Эоловые пески распространены на большой площади (десятки и сотни квадратных километров), имеют значительную мощность (до 100 м и более) и яркую окраску. По минеральному составу пески обычно олигомиктовые, гранулометрический состав их однороден. Относительно грубодисперсный состав имеют эоловые пески, являющиеся продуктом переработки аллювиальных отложений. Поверхность зерен полированная и матовая, органические остатки редки.

Текстура косослоистая. Отдельные слои в пачках наклонены под различным углом. Слои и пачки возникли при отложении и передвижении эолового материала, его вторичном срезании и перекрытии вновь отложившимся материалом. В каждом из слоев состав зерен однороден, однако в различных слоях одной и той же пачки зерна могут отличаться по крупности.

Специфическими формами эоловых отложений являются дюны, барханы, грядовые цепи, бугристые пески и песчаные равнины. Дюны подразделяются на морские, озерные и речные. Образованию морских дюн благоприятствуют низкие и пологие берега и преобладание ветров, дующих с моря на сушу. Намываемый морем песчаный материал высыхает, переносится ветром, встречая препятствия, он откладывается в виде холмиков, которые затем превращаются в дюны. Цепи дюн под влиянием ветра передвигаются в глубь континента со скоростью до 1—2 м/год. В СССР дюны распространены по берегам Балтийского и Каспийского мо-

рей, на побережье Ладожского и Онежского озер и создают своеобразный дюнный ландшафт.

Речные дюны встречаются по берегам крупных рек (Оби, Днепра, Волги, Дона и др.). По способу образования речные дюны сходны с морскими, однако имеют меньшие размеры.

Материковые формы эоловых песчаных отложений приурочены к полупустынной и пустынной зонам. В зависимости от степени покрытия растительностью среди них различают барханы, грядовые и бугристые пески и песчаные равнины. Барханы, образующие протяженные цепи, наиболее подвижны, так как не закреплены растительностью. К грядовым пескам относят ориентированные песчаные гряды, частично закрепленные растительностью. Бугристые пески слагают сглаженные холмы, закреплены растительностью и почти не перевеваются. Песчаные равнины имеют незначительные колебания по высоте; песок закреплен растительностью, встречаются лесные массивы площадью до 1000 га.

Морские пески образуются в условиях, существенно отличных от континентальных. В прибрежной зоне морей волны обладают большим запасом энергии, которая расходуется на абразию берегов, транспортировку частиц волочением и во взвешенном состоянии.

В морских бассейнах при отсутствии сильных донных течений и в условиях спокойного рельефа дна осадкообразование подчиняется закону механической дифференциации. Чем мельче частицы, тем дальше в море они выносятся и на большей глубине откладываются. Схема осадкообразования такова: галечник—песок—мелкий песок—илы. Однако состав осадков не всегда отвечает этой схеме. К поднятиям дна приурочены пески, ко впадинам — илы. Чем более неровное дно, тем сложнее гидродинамические условия и разнообразнее состав осадков.

На осадкообразование влияет рельеф, геологическое строение и климат суши, прилегающей к морю. Совокупное действие этих факторов неодинаково даже для одного моря. Для образования песков наиболее благоприятен тот случай, когда абразии подвергаются слабосцементированные песчаники.

Выделяют несколько разновидностей морских песков: прибрежные мелководные (шельфовые), дельтовые и глубоководные.

Прибрежные пески, приуроченные к зоне прилива и отлива, образуются за счет абразии берегов и выноса терригенных частиц реками, характеризуются присутствием гальки, раковин с прочным скелетом, хорошей сортированностью зерен, перекрестной слоистостью, плотным сложением и отсутствием нестойких минералов. В инженерно-геологическом отношении ископаемые прибрежные пески являются хорошими грунтами.

В песках морского шельфа, соответствующего глубине от 200 до 400 м, преобладают мелкопесчаные частицы (0,25—0,05 мм), количество частиц менее 0,01 мм не превышает 10—20%. В инженерно-геологическом отношении шельфовые пески уступают прибрежным.

В дельтах пески чередуются с глинами и скоплениями растительного материала, выносимого реками. Песчаные прослойки и линзы протягиваются иногда на значительное расстояние.

Глубоководные морские пески образуются вследствие подводных течений, выносящих тонкие частицы из донных отложений. Для них характерна малая мощность, однообразная слоистость, присутствие глубоководных тонкостенных раковин, однородность состава, несколько повышенная пористость.

Г Л А В А V

ГЛИНИСТЫЕ ГРУНТЫ

К глинам относятся горные породы, которые независимо от их химического и минерального состава, будучи размельченными до высокой степени дисперсности [Земятченский, 1935] образуют с водой пластическое тесто. Установлена значительная роль минерального состава в свойствах глин. В настоящее время к ним относят высокодисперсные породы, свойства которых в значительной мере определяются наличием глинистых минералов. В инженерной геологии глинистые грунты, называемые также связными, а иногда пластичными, включают разнообразные глины, суглинки, супеси. Часто к ним относят лёссовые породы и илы. Однако эти грунты специфичны, поэтому рассматриваются ниже отдельно (см. гл. VI и VII).

В составе глинистых пород различают два основных компонента: 1) тонкодисперсные глинистые минералы; 2) обломочные первичные минералы. Глинистые породы широко распространены в земной коре и составляют (по данным разных авторов) от 65 до 82% массы осадочных пород. Часто глинистые породы служат основаниями и вместилищами сооружений и используются как строительные материалы. Они являются почвообразующими породами и влияют на свойства и плодородие почв. Глинистые породы применяют как сырье в некоторых отраслях промышленности (керамическая, огнеупорная и др.).

Всестороннее исследование глин необходимо для решения некоторых геологических вопросов (палеогеографические построения, генезис осадочных полезных ископаемых и др.).

ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА

Понятия о текстуре и структуре грунтов недостаточно четкие. Иногда под текстурой понимают визуально наблюдаемые элементы породы, а под структурой — ее микроскопические элементы. Однако более принято под структурой понимать размер, форму, характер поверхности структурных элементов, а под текстурой — расположение этих элементов в пространстве. Текстура определяет степень неоднородности породы и ориентированность ее структурных элементов.

Условно различают макро-, мезо- и микротекстуры (структуры), которые изучают соответственно визуально, с помощью поляризационного микроскопа, электронного микроскопа и рентгеноструктурного метода.

Выделяют макротекстуры, обусловленные окраской отдельных компонентов глинистых пород (очковая, пятнистая и др.). Окраска глинистых пород разнообразна. Белый цвет имеют чистые каолины. Светло-серая до черной окраска связана с присутствием в глинах органических веществ. Глауконит, хлорит, авгит, роговая обманка и соединения закисного железа придают глинам серую и зеленовато-голубую окраску. Глинистые породы, содержащие окислы и гидроокислы железа высокой степени валентности, имеют желтоватую, коричневую, буровато-красную, реже фиолетовую окраску. Сухие глины кажутся окрашенными менее интенсивно, чем влажные. Визуальное описание цвета в известной мере субъективно. Поэтому расхождения в описании пород бывают существенными. Для объективной характеристики окраски используют цветовые шкалы и атласы. Точное определение цвета производят с помощью специальных приборов — фотометров. По окраске глинистых пород можно приближенно судить о физико-химических условиях их существования и о различных вторичных процессах.

По ориентации структурных элементов в пространстве различают беспорядочные и упорядоченные макротекстуры. К беспорядочным относятся: массивная, глыбовая, комковатая, ореховидная; к упорядоченным — слоистая, столбчатая, плитчатая, сланцеватая, листоватая, чешуйчатая. Глины, образовавшиеся в водной среде, имеют горизонтально-слоистую текстуру, при которой состав и окраска материала в отдельных слоях неодинаковы. Образование слоистых текстур обусловлено изменением условий осадконакопления. Различают микро-, тонко- и толстослоистые текстуры. Нередко встречается пloyчатая текстура, образующаяся в результате неравномерной дегидратации и подводных оползней. Сетчатая текстура возникает при многократном высыхании осадков. К макротектурным элементам относятся также конкреции, натёки, пятна, ходы землероев, крупные макропоры и трещины.

Мезоструктурные элементы расположены в породе беспорядочно или имеют аксиальный тип ориентации. Степень ориентации частиц и агрегатов характеризуется коэффициентом ориентации и относительной упорядоченности [Райтбурд, Муравьев, 1962]. Наблюдается корреляция между этими коэффициентами и пористостью глин: высокой ориентации структурных элементов соответствует более низкая пористость. В пределах зон скольжения коэффициент ориентации достигает, например, в неокомских глинах района Саратова 75—90% [Шобакова, 1965].

К основным типам микротекстур относятся беспорядочная, ориентированная, микроагрегатная, блочная*. Возникновение текстур связано с процессами седиментации и диагенеза. Поэтому изучение текстур представляет большой теоретический интерес. Вместе

* Виды макро-, мезо- и микротекстур и структур приведены по Г. Г. Ильинской и Ц. М. Райтбурд [1968].

с тем слоистые текстуры, например, предопределяют анизотропию механических свойств, наиболее вероятные поверхности скольжения и пути фильтрации воды.

В литологии выделяют пелитовую, алевропелитовую, псаммопелитовую и другие структуры глинистых пород. Пелитовая струк-



Рис. 28. Основные виды макроструктуры: 1 — глыбовая; 2 — комковатая; 3 — ореховидная; 4 — слоистая; 5 — столбчатая; 6 — плитчатая; 7 — сланцеватая; 8 — листоватая; 9 — чешуйчатая

тура характерна для отсортированных глин, состоящих на 90% и более из частиц менее 0,005 мм. Эти глины обладают значительной гидрофильностью, пластичностью, набуханием.

Алевро- и псаммопелитовая структуры отличаются содержанием до 50% соответственно алевритовых (0,005—0,05 мм) и песчаных (> 0,05 мм) зерен, заключенных в основной глинистой массе. В глинах с этими структурами специфические глинистые свойства менее выражены, чем в глинах с пелитовой структурой. Различают также оидную (бобовую), оолитовую, сферолитовую и реликтовую структуры. В зависимости от характера расположения глинистых минералов выделяют структуры: а) спутанно-волоконистую; б) ориентированную; в) чешуйчатую.

В грунтоведении под структурой понимают особенности поверхности, количественное соотношение между слагающими грунт элементами и характер связи между ними [Приклонский, 1955; Сергеев, 1971].

Структура глинистых грунтов агрегатная, в монодисперсных глинах — губчатая и ячеисто-хлопьевидная, в полидисперсных глинах — более сложная, основными элементами которой

являются песчано-пылеватые зерна, облегающие их глинистые пленки и заземленный воздух. Между частицами в микроагрегатах присутствуют частично кристаллические связи [Попов, 1949]. Микроагрегаты в грунтах, обменный комплекс которых насыщен Ca^{2+} , механически прочны и водоустойчивы. Только удаление карбонатных солей и введение диспергирующих реагентов (NaOH , $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ и др.) приводит к частичной дезагрегации микроагрегатов.

А. К. Ларионов [1966] предлагает под структурой понимать все черты строения грунта, обусловленные твердой, жидкой и газообразной фазами. Структуру следует изучать на «структурных площадках», величина которых для глин составляет 5—15 мм, для суглинков — 8—20 мм. Изучение структуры в таком аспекте, несомненно, является перспективным.

Выделяют следующие основные виды макроструктуры: глыбовую, комковатую, ореховидную, слонстую, столбчатую, плитчатую, сланцеватую, листоватую, чешуйчатую (рис. 28). Размер структурных отдельностей колеблется от 1 м и более до долей сантиметра.

Мезоструктурные элементы (обломки пород, минералы, агрегаты, органические остатки) имеют размер от нескольких миллиметров до 0,005 мм. По соотношению первичных частиц и микроагрегатов, а также по размеру пор выделяют несколько типов мезоструктур [Сергеев, 1971]. Микроструктура характеризует элементы размером менее 0,005 мм, т. е. главным образом глинистые минералы. Наиболее часто встречаются следующие микроструктуры: пластинчатая, листообразная, чешуйчатая, овальная, игольчатая, трубчатая.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав. Глины разнообразны по химическому составу. Они представляют собой смеси различных окислов и их соединений и содержат также органические вещества, воду и в ряде случаев легкорастворимые соли. Общие черты химического состава глин следующие [Земятченский, 1935]: 1) глины неизменно содержат SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . В наибольшем количестве обычно находится SiO_2 (до 80%); 2) подчиненное значение имеют окислы Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 ; 3) из анионов чаще всего встречаются CO_3 , SO_3 , P_2O_5 , S и Cl ; 4) в глинах, даже светлоокрашенных, постоянно присутствуют органические вещества — гумусовые, битумные, углистые.

В одних случаях глины выщелочены и состоят почти целиком из SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . Нередко, наоборот, в глинах присутствует много оснований и щелочей. Химический состав глин даже в пределах одной и той же толщи не всегда одинаков, особенно в отно-

шении содержания SiO_2 и Al_2O_3 . Наиболее выдержанный химический состав характерен для мономинеральных глин. Пестрым химическим составом отличаются моренные, аллювиальные, делювиальные глины; они легкоплавки, содержат Fe_2O_3 до 7—10%, SiO_2 — 57—75%, Al_2O_3 — 8—20%.

Глины, близкие по химическому составу, могут резко отличаться по свойствам. Однако в некоторых случаях данные о химическом составе важны для оценки глин. Так, высокое содержание глинозема и кремнезема и низкое содержание окислов железа свидетельствуют о повышенной огнеупорности глин. Колебания в содержании легкоплавких окислов влияют на пирометрические свойства глин.

Кроме валового состава представляет интерес химический состав частиц различной крупности, особенно глинистой фракции. В ее составе содержатся главным образом SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O . Первые три окисла находятся в составе силикатов и алюмосиликатов и в свободном виде; щелочные фремли и щелочи — в связанном виде. При переходе от крупных фракций к мелким отмечается уменьшение содержания SiO_2 , CaO и MgO и увеличение Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , H_2O и гумуса. Кварц весьма устойчив к выветриванию, поэтому содержание SiO_2 (кварца) в крупных фракциях, как правило, выше, чем в мелких.

Химический состав фракций менее 0,001 мм зависит от состава преобладающих глинистых минералов. Поэтому данные о нем важны для диагностики состава глинистых минералов. В наибольшей степени различаются по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , каолин и монтмориллонитовые глины. Для гидрослюдистых глин характерно повышенное содержание окислов железа и калия [Викулова, 1957].

Минеральный состав. Методы микроскопической и расшифровки валового химического анализа и кислотных и щелочных вытяжек, мало пригодны для изучения тонкодисперсных минералов. В изучении их за последнее время достигнуты существенные успехи в связи с разработкой новых методов исследования (рентген, термографический, электронная микроскопия).

Глинистые породы в большинстве случаев полиминеральны. В составе их выделяют минералы трех групп: а) глинистые — каолинит, гидрослюда, монтмориллонит; б) обломочные, приуроченные к песчано-пылеватой фракции; в) аутигенные (окислы и гидроокислы железа и марганца, карбонаты, сульфаты и др.), находящиеся преимущественно во фракции более 0,002 мм и в конкрециях.

Глинистые минералы имеют кристаллическую структуру и разделяются на глиноземистые, железистые и магнезиальные. Наиболее распространены и важны в инженерно-геологическом отношении глиноземистые минералы (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда).

Структура глинистых минералов слоистая. В отдельных слоях наиболее плотную упаковку имеют ионы кислорода и гидроксила,

Размер катионов меньше, чем анионов, и располагаются они в тетраэдрических и октаэдрических пустотах между анионами.

Элементарный пакет минералов каолининовой группы состоит из двух слоев — тетраэдрического и октаэдрического (рис. 29). Трехслойные пакеты характерны для минералов монтмориллонит-

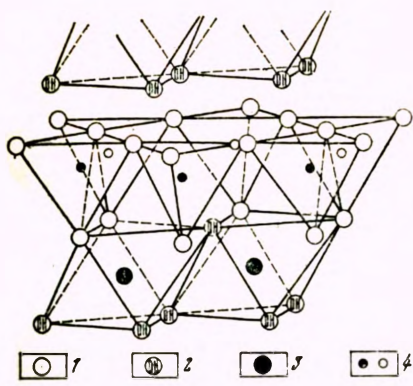


Рис. 29. Схематическое изображение структуры каолинита. По Р. Гриму:
1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий; 4 — кремний

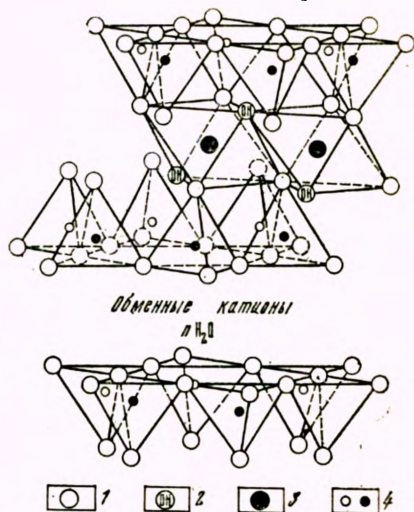


Рис. 30. Схематическое изображение структуры монтмориллонита. По Р. Гриму:

1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий, железо, магний; 4 — кремний, иногда алюминий

товой и гидрослюдистой групп, они состоят из двух октаэдрических и одного (не находящегося между ними) тетраэдрического слоя (рис. 30). Эти слои связаны через общие ионы кислорода, расположенные на вершинах тетраэдров и октаэдров. Кроме кислорода в вершинах октаэдров находятся гидроксильные группы. Атомы алюминия, находящиеся в центре октаэдров, частично, реже полностью, заменены железом, магнием и другими элементами.

Химическая формула каолинита — $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. В шлифах каолинит представлен мелкими чешуйчатыми листочками. Каолинит, образовавшийся при выветривании полевых шпатов, характеризуется червеобразной формой. На электронномикроскопических изображениях каолинит чаще всего имеет вид правильных непрозрачных шестиугольных пластинок (рис. 31). Такая форма типична, в частности, для каолинита, образовавшегося при кристаллизации алюмо-кремневых гелей.

К минералам каолининовой группы относятся аноксит, фолерит, галлуазит, диккит, накрит. Аноксит — разновидность, обогащенная SiO_2 , фолерит — Al_2O_3 , галлуазит — водой. Диккит и накрит отличаются от каолинита особенностями строения кристаллической решетки. Каолининовые минералы имеют нелабильную кристаллическую решетку. Отношение $SiO_2/Al_2O_3 + Fe_2O_3$ колеблется в узких пределах (1,99—2,20). Замещение, обмен ионов и гидратация происходят только на поверхности кристаллической

решетки. Поэтому способность к гидратации слабая, а емкость обмена составляет лишь 3—15 мг-экв на 100 г сухого грунта. Форма частиц чешуйчатая и пластинчатая, средний размер частиц: длина \approx 100 мк, ширина \approx 20 мк.

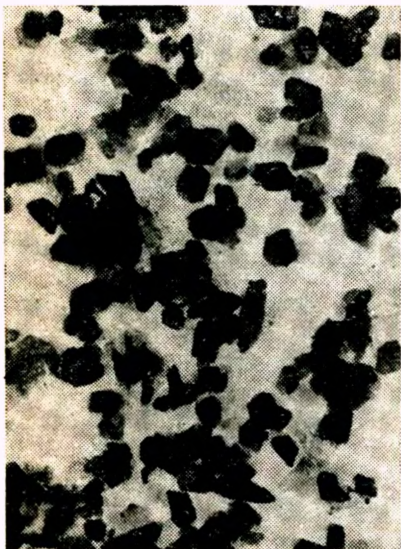
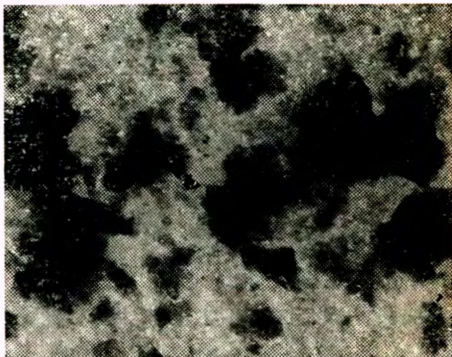


Рис. 31. Электронная микрофотография каолинита

Рис. 32. Электронная микрофотография монтмориллонита



Формула монтмориллонита — $(Ca, Na)(Mg, Al, Fe)_2(OH)_2 \times [(Si, Al)_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Часть ионов Al изоморфно замещена на Mg и Fe. В значительно меньшей степени изоморфно замещается кремний. Обогащенную Fe_2O_3 разновидность монтмориллонита называют нонтронитом. Выделяют также Mg-, Cr-, Zп-монтмориллониты. В шлифах монтмориллонит представляет собой очень мелкие пластинки и волокнообразные выделения. На электронномикроскопических снимках частицы монтмориллонита имеют расплывчатую форму (рис. 32). Толщина пластинок монтмориллонита равна \approx 1 мк, длина 100 мк.

Монтмориллонитовые минералы обладают лабильной кристаллической решеткой. Реакции замещения, обмена и гидратации происходят не только на поверхности, но и внутри кристаллической решетки, между ее пакетами, что обуславливает ослабление связи между ними.

Способность к реакциям изоморфного замещения, гидратации и катионного обмена весьма высока (до 100 мг-экв и более на 100 г сухой глины). По гранулометрическому составу монтмориллонитовые глины высокодисперсны.

Свойства монтмориллонитовых глин весьма зависят от состава обменных катионов и концентрации солей в поровом растворе. Так, при насыщении обменного комплекса Na^+ число и верхний предел пластичности в 3—4 раза выше, чем при насыщении Ca^{2+} .

Увеличение концентрации солей уменьшает количество рыхлосвязанной воды.

Гидрослюда — наиболее распространенная группа глинистых минералов. К гидрослюдам относят гидробиотит, гидромусковит (иллит), серицит, глауконит и др. Известны минералы, являющиеся переходными формами от гидрослюда к каолиниту, с одной стороны, и монтмориллониту — с другой. В связи с разнообразием гидрослюды химический состав их изменчив, по содержанию SiO_2 они занимают промежуточное положение между каолинитом и монтмориллонитом. В гидрослюдах много окиси калия (до 6,28%), меньше щелочей и больше воды, чем в слюдах. Приблизительная формула типичного гидрослюдистого минерала — гидромусковита — $(\text{KH}_3\text{O})\text{Al}_2(\text{OH})_2 \times [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Гидрослюда имеют трехслойную нелабильную кристаллическую решетку. В межслоевых промежутках ионы K^+ связывают слои кристаллической решетки валентными связями. Прочная связь между слоями обусловлена также соприкосновением разномыменно заряженных слоев. В тетраэдрах кристаллической решетки Si^{4+} в значительной мере замещен на Al^{3+} .

В шлифах частицы гидрослюды и слюды сходны. На электронномикроскопических изображениях гидрослюда имеет вид непрозрачных пластинок различной формы (рис. 33). По константам кристаллической решетки гидрослюда занимают промежуточное положение между слюдами и каолинитом. Способность к изоморфному замещению, катионному обмену и гидратации гидрослюды намного меньше, чем монтмориллонита, но выше, чем каолинита. По гидрофильности и физико-механическим свойствам гидрослюдистые глины занимают промежуточное положение между каолином и монтмориллонитовыми глинами.

Структурно-кристаллохимические исследования показали, что в глинах широко распространены продукты эпигенетического изменения глинистых минералов — смешанно-слоистые образования и минералы. В их кристаллических пакетах монтмориллонитовые слои чередуются с гидрослюдистыми, гидрослюдистые — с каолинитовыми и т. п. В некоторых глинистых минералах сильно развиты явления изоморфизма. Все это обуславливает сложность минерального состава глинистых пород.

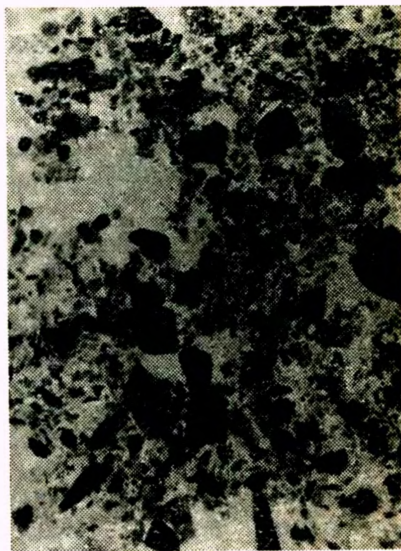


Рис. 33. Электронная микрофотография гидрослюды

Глинистые минералы — продукты выветривания, состав которых зависит от характера исходных пород, климатических условий и стадии выветривания. Гидрослюды являются типичным продуктом выветривания полевых шпатов и слюд (в первую очередь) в условиях влажного и холодного климата. Глины приледниковых бассейнов, например ленточные, имеют гидрослюдистый состав. Гидрослюды встречаются и в более древних глинах, сложенных продуктами непродолжительного выветривания, при котором щелочи полностью не удалялись.

Физико-химические условия образования и существования гидрослюд колеблются от слабокислых до щелочных, но обязательным условием является высокая концентрация K^+ в водных растворах. Гидрослюды возникают как в континентальной обстановке, так и в море. Глауконит, например, является типичным минералом фации мелкого моря. Он представляет собой коагель водного силиката окиси железа и окиси калия с изоморфными примесями Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O .

Каолинитовое выветривание, т. е. преобразование полевых шпатов, слюд и гидрослюд в каолинит, наблюдается в континентальной обстановке, в условиях умеренного теплого и гумидного климата и кислой среды или близкой к нейтральной. Признаком каолинизации служит удаление щелочей, щелочных земель, части SiO_2 и присоединение воды. Кислая среда создается благодаря интенсивному промыванию выветривающихся пород и удалению щелочей и щелочных земель. Каолинит возникает при выветривании различных изверженных пород. Однако наиболее мощные залежи каолинов приурочены к кислым кристаллическим породам. В условиях тропического климата при существенно кислой реакции среды каолинитовая молекула расщепляется и образуются латериты, характеризующиеся высоким содержанием гидроксидов Al и Fe .

В морской среде каолинит неустойчив и переходит в гидрослюды, хлорит и монтмориллонит. Однако каолинит может поступать из областей сноса в морские бассейны. Количество его в глинистых отложениях уменьшается по мере удаления от берега [Рухин, 1961].

Образование монтмориллонита происходит в щелочной среде. Поэтому монтмориллонитовые глины часто приурочены к морским фациям. В глинистых породах аридной зоны отмечается повышение содержания монтмориллонита. Он возникает также и при субаэральном выветривании, например в корах выветривания основных и ультраосновных пород.

Превращение гидрослюд в каолинит в гумидной зоне происходит стадийно. Схематически этот процесс можно представить в следующем виде: гидрослюда → монтмориллонит → каолинит. В аридной зоне направленность процесса может быть обратной [Гинзбург, 1953].

В современных илах состав глинистых минералов обычно не соответствует гидрохимическим условиям морских бассейнов и от-

ражает характер процессов выветривания в области сноса. Глинистые минералы принципиально не отличаются от терригенного материала. При транспортировке и седиментации в водоемах глинистые минералы сразу не изменяются. Только с течением времени в процессе диагенеза каолинит, например в морской среде, превращается в монтмориллонит и в гидрослюда.

В древних породах характер глинистых минералов обычно соответствует обстановке осадкообразования. В меловых отложениях Западно-Сибирской низменности, например, по мере смены континентальных условий на прибрежные, а затем на морские, преобладающие глинистые минералы изменяются следующим образом: каолинит — монтмориллонит — бейделлит — гидрослюда [Викулова, 1957]. По данным Х. Моррея (Murray, 1954), относящимся к каменноугольным глинам США, при переходе от морских глин к континентальным, количество каолинита и хлорита возрастает, а гидрослюда снижается.

Характер глинистых минералов относительно стабилен только в современных бассейнах гумидной зоны. В водоемах аридной зоны происходит усиленное глинообразование, причем характер его зависит от степени солености бассейна. Образование глинистых минералов в водоемах определяют главным образом гидрохимические условия, а в континентальной обстановке — климатические. Чем больше отличается в физико-химическом отношении область питания от области седиментации, тем интенсивнее протекает преобразование глинистых минералов [Зхус, 1966]. Если скорость седиментации значительна, то влияние климата и гидрохимических условий не успевает проявиться и глинистые минералы в разнофациальных осадках будут неспецифичными.

Обломочные и аутигенные минералы. Из обломочных минералов в песчаной и пылеватой фракциях глин присутствуют кварц, полевые шпаты, слюды и др. Присутствие кварца понижает пластичность, связность, набухание и другие характерные свойства глин. В глинах обычно находится калиевый шпат, реже — основные плагиоклазы. Зерна полевых шпатов большей частью мутные. В полиминеральных глинах встречаются зерна слюды, рутила, турмалина, циркона, роговой обманки, авгита. В некоторых каолинах встречаются диаспор — HAlO_2 и гидраргиллит — $\text{Al}(\text{OH})_3$.

Аутигенные минералы представляют собой преимущественно карбонаты кальция, магния и железа, сульфаты, фосфаты, окислы и гидроокислы железа, образующиеся при выпадении из поровых растворов. Карбонаты кальция и магния отсутствуют лишь в мономинеральных глинах. Форма нахождения их может быть различной: а) равномерное распределение (характерно, например, для сингенетических карбонатных солей); б) выделения по трещинам и пустотам; в) конкреции. Из сульфатов распространены гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), находящийся в рассеянном состоянии в виде конкреций или отдельных кристаллов.

Пирит и марказит встречаются в форме зерен и конкреций преимущественно в глинистых породах озерно-болотных фаций. Служат индикаторами восстановительных условий среды. Образуются при восстановлении основных железосодержащих соединений серы до закисных. Выветривание железосодержащих минералов в зоне окисления приводит к образованию гидратов окиси железа (большей частью лимонита — $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), придающих глинистым породам интенсивную окраску — от желтоватой до красной бурой.

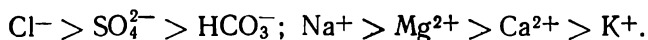
Органические вещества микроскопически обнаруживаются в виде непрозрачных мелких зерен и комочков. Они окрашивают глины в серый, иногда почти черный цвет. Легкорастворимые соли приурочены к морским либо континентальным глинам, образовавшимся в аридной зоне. Количество легкорастворимых солей может достигать 1—2%, реже более.

Минеральный состав, особенно состав глинистых минералов, существенно влияет на физико-механические свойства глинистых пород. Вместе с тем он важен при оценке глин как строительных материалов и минерального сырья.

Физико-химические свойства. Реакция среды (кислотность) определяется концентрацией H^+ -ионов (величиной рН) в поровых растворах грунтов. Действие воды, как агента выветривания, зависит от ее кислотности: кислые воды агрессивнее, чем нейтральные и щелочные. Наибольшую кислотность (рН 3—5) имеют болотные воды; дождевые воды — слабокислую реакцию (рН 6), речные воды — нейтральную (рН 7), морские — щелочную (рН 8—9).

Кислотность среды в значительной мере определяет направление и результаты процессов выветривания. Как отмечено выше, каолиновые минералы возникают и устойчивы при реакции среды кислой, монтмориллонитовые минералы — щелочной, гидрослюда — от слабокислой до щелочной.

На кислотность среды оказывает влияние степень выщелоченности глин. Кислую реакцию имеют каолины, образующиеся в кислой среде и находящиеся в парагенезисе с углями и породами озерно-болотных фаций. Кислая реакция среды характерна и для пресноводных глин приледниковых водоемов. В зоне избыточного и нормального увлажнения кислая реакция характерна для грунтов, залегающих вблизи дневной поверхности. С глубиной в грунтовой толще количество простых солей возрастает, реакция среды становится первоначально нейтральной, а затем щелочной. В морской воде в наибольшем количестве находится NaCl . Порядок распределения химических элементов в морской воде и в поровых растворах морских глин таков:



Величина рН влияет на состав глинистых минералов и, следовательно, на физико-механические свойства грунтов. Кислая реакция поровых растворов способствует процессам коррозии металлов

и цементов, что следует учитывать при устройстве фундаментов и подземных сооружений. Кислотность среды определяет возможность применения метода цементации и эффективность некоторых других методов технической мелиорации грунтов.

Емкость поглощения и состав обменных оснований. Процессы поглощения и обмена в грунтах разнообразны: механическое поглощение, физическое поглощение, ионный обмен, хемосорбция, капиллярная конденсация, биологическое поглощение. Протекают эти процессы совместно и их трудно отделить друг от друга. Процесс катионного обмена, наиболее важный для глинистых грунтов, существенно зависит от их минерального состава. Максимальную емкость обмена имеет монтмориллонит, значительно меньшую — гидрослюды, наименьшую — каолиновые минералы.

Если глины не опесчанены, то способность их к катионному обмену возрастает с увеличением соотношения $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ (для монтмориллонита это отношение больше или равно 4, для каолинита приблизительно равно 2). Заметной емкостью обмена обладают только глинистые и коллоидные частицы. Поэтому, чем тонкодисперснее грунт, тем выше его емкость поглощения. Способность к обмену зависит также и от других факторов, в частности от амфотерности тонкодисперсных частиц, кислотности среды, концентрации электролитов в растворе.

Влияние состава обменных катионов сказывается в первую очередь на таких свойствах грунтов, как пластичность, набухание, липкость, размокание; в монтмориллонитовых глинах оно проявляется намного сильнее, чем в гидрослюдистых и каолиновых. По силе влияния на указанные свойства катионы располагаются в ряд: $\text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Ba} > \text{Al} > \text{Fe}$.

С явлениями поглощения и обмена тесно связаны процессы коагуляции и пептизации. Глинистые грунты, будучи высокодисперсными системами, стремятся уменьшить свою поверхностную энергию посредством коагуляции. Наиболее часто отмечается электролитная коагуляция, обусловленная воздействием на грунты солей двух- и трехвалентных металлов. Коагуляцию глинистых частиц часто вызывает Ca^{2+} -ион, в результате чего они объединяются в прочные и водоустойчивые микроагрегаты, которые в свою очередь образуют макроагрегаты более высоких порядков. Коагуляция наступает также при взаимодействии разноименно заряженных коллоидов. Коагуляции способствуют процессы уплотнения, высушивания и замерзания, вызывающие повышение концентрации электролитов.

Пептизация — процесс, противоположный коагуляции, происходит при возрастании электрокинетического потенциала и увеличении гидратированности частиц. Она отмечается при насыщении поглощающего комплекса грунтов сильно диспергирующими катионами, например Na. При этом заметно возрастает пластичность, набухание, усадка, липкость. Пептизацию вызывает также обработка грунта растворами щелочей (NaOH , NH_4OH и др.), так как

гидроксильный ион (OH^-) оказывает сильное диспергирующее действие. При диспергации глин количество связанной воды увеличивается, что уменьшает активную пористость и, следовательно, водопроницаемость.

В обменном состоянии в грунтах находятся в различном соотношении пять катионов (H^+ , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}); имеются сведения о присутствии обменного Al^{3+} . Соответственно различают глины натриевые, кальциевые и др. Глины, содержащие обменный H^+ -ион, называются ненасыщенными. Образуются они в условиях существенно кислой реакции среды (рН 3—5). Ненасыщенность создается при длительной инфильтрации в породы атмосферных вод, имеющих рН 6. Ненасыщенные глины встречаются среди приледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных и ледниковых отложений.

Наиболее часто в поглощенном состоянии присутствует катион кальция. Кальциевые алюмосиликаты хорошо выветриваются. Ca^{2+} -ион, переходящий в поровые растворы, обладает большой энергией поглощения и вытесняет из поглощающего комплекса одновалентные катионы.

Магний в обменном состоянии находится в значительно меньшем количестве, чем кальций. Содержание его обычно не превышает 10—15% от общей суммы обменных оснований. Однако в глинах, генетически связанных с выветриванием основных пород или доломитизированных мергелей, содержание Mg^{2+} выше. В сравнении с кальцием, магний менее биогенный элемент, он более подвижен и легко входит в кристаллическую решетку глинистых минералов, изоморфно замещая Fe, Mn и другие элементы. Для глин аридной зоны характерно повышенное содержание магниевых солей и обменного Mg^{2+} .

Натриевые глины образовались в морских бассейнах нормальной солености. Морские засоленные глины, образовавшиеся, например, в лагунах, содержат в свободном виде легко растворимые соли натрия и Na^+ -ион в обменном состоянии. В этих глинах диффузный слой вокруг грунтовых частиц сжат, что препятствует проявлению пластичности, набухания, липкости, усадки.

Морские глины в субаэральных условиях превращаются в солонцеватые глины, насыщенные Na^+ , но не содержащие легко растворимых солей. Солонцеватые глины диспергированы во влажном состоянии, характеризуются водонепроницаемостью и сильной сжимаемостью, в воде набухают и расплываются в бесформенную массу, в сухом виде весьма прочны и образуют отдельности. Солонцеватые глины имеют щелочную реакцию (рН 7—10), так как в них при взаимодействии катионов Na^+ , вытесненных H^+ -ионом из поглощающего комплекса, с анионами CO_3^{2-} и HCO_3^- порового раствора образуется сода — Na_2CO_3 .

Первоначальный состав обменных катионов может изменяться при диагенезе осадков. Так, растворение известковых органических остатков вызывает замещение обменного Na^+ на Ca^{2+} . Аналогич-

ное явление наблюдается при воздействии континентальных вод, содержащих Ca^{2+} -ион, на морские глины. Состав обменных катионов изменяется, если глинистые породы взаимодействуют с подземными водами, иными по химическому составу, чем воды бассейнов, в которых отлагались глины.

По составу обменных катионов генетические выводы можно делать только в отношении мощных слоев водонепроницаемых глин, не перемежающихся с водоносными пластами. Для этого используют соотношения между обменными катионами и коэффициент щелочности, представляющий собой отношение содержания в поровом растворе одновалентных катионов к двухвалентным — $\text{Na} + \text{K} / \text{Ca} + \text{Mg}$. Примерные значения этих показателей для некоторых фациально-генетических типов глин приведены в табл. 12.

Таблица 12

Коэффициент щелочности и соотношение между обменными катионами в глинах различного генетического типа (по М. Ф. Викуловой)

Группа фаций	Коэффициент щелочности $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	Количественное соотношение отдельных катионов в обменном комплексе
Iа. Континентальные (влажный или полусухой климат)	0,11—0,47	$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{K}^{+}$ $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$
Iб. Континентальные (сухой климат)	1,1	$\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$
II. Лагунные	0,5—0,8	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$
III. Прибрежно-морские	0,59—1	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$ $\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$
IV. Морские мелководные	1,07—1,19	$\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$ $\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^{+} > \text{Mg}^{2+}$
V. Морские глубоководные	1,22—1,89	$\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}$ $\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^{+} > \text{Mg}^{2+}$

Гранулометрический состав. В геологии за глинистые принимают частицы менее 0,005 мм, иногда менее 0,002 и 0,001 мм. В грунтоведении к глинистым относят частицы размером менее 0,002 мм (реже менее 0,001 мм). В Америке и Англии за верхнюю границу глинистой фракции также принимают размер 0,002 мм. Частицы менее 0,002 мм представлены преимущественно глинистыми минералами и характеризуются хорошо выраженной способностью к коагуляции, набуханию, усадке, прилипанию. Однако свойства фракции менее 0,002 мм в зависимости от ее дисперсности могут быть различными.

В глинистой фракции выделяют крупные (0,002—0,001 мм) и мелкие, или предколлоидные (0,001—0,0002 мм), глинистые частицы и коллоидные частицы (0,0002—0,000001 мм). Предколлоидные частицы способны к броуновскому движению, задерживаются только очень тонкими фильтрами. Коллоидные частицы в большей степени подвержены броуновскому движению, почти не оседают, обладают электрическим зарядом, высокой адсорбционной

способностью и легко коагулируют. Глинистые частицы имеют кристаллическое строение и разнообразную форму, длина их обычно в 10 раз и более превышает толщину, на поверхности их наблюдаются ультрамикроскопические неровности.

В гранулометрической классификации дисперсных пород за главный критерий принимают содержание активных в физико-химическом отношении частиц глинистой фракции ($< 0,002$ мм). В тяжелых глинах оно превышает 60%, в собственно глинах равно 60—30%, в суглинках — 30—10% и в супесях — 10—20%. Если содержание пылеватых частиц больше, чем песчаных и гравийных, то выделяют пылеватые суглинки и супеси [Охотин, 1940].

Продукты выветривания подвергаются переотложению преимущественно водным путем. При медленном течении воды или в застойных водоемах (старицы, озера, морские лагуны и бухты) глинистый материал постепенно оседает. Скорость осаждения частиц в спокойной воде в соответствии с законом Стокса зависит от их размера, плотности, вязкости воды, в свою очередь функционально связанной с ее температурой и минерализацией. Очевидно, что чем меньше размеры и плотность, тем выше скорость падения частиц в воде. Частицы пластинчатой формы (глинистые минералы, слюды) падают с меньшей скоростью, чем изометрические частицы. Возможно такое сочетание факторов, при котором двигаются в воде с одинаковой скоростью и одновременно достигают дна частицы, различающиеся по плотности, форме, размеру. Принято считать, что эти частицы имеют одинаковый «гидравлический диаметр».

Неоднородность гранулометрического состава глин вызывается также адсорбцией глинистых частиц на поверхности песчано-пылеватых зерен и коагуляцией тонкодисперсных частиц, приводящей к образованию агрегатов, осаждающихся совместно с более крупными частицами.

Распределение частиц различной крупности на дне водоема показывает, что осаждение их происходит по закону, более сложному, чем закон Стокса. Законы механической дифференциации осадков не полностью применимы к тонкодисперсным частицам, способным к броуновскому движению. Преимущественно пластинчатая форма глинистых частиц замедляет их осаждение. Колебания температуры воды и концентрации частиц, турбулентное движение, соударения частиц, различающихся по величине и знаку электрического заряда, способствуют коагуляции глинистых частиц. Агрегатообразование препятствует дифференциации по гранулометрическому составу морских глинистых отложений.

Уменьшение содержания пылевой фракции (0,05—0,002 мм) при анализе по дисперсной схеме происходит в основном за счет дезагрегации микроагрегатов. Однако и во фракции менее 0,002 мм многие частицы представляют собой микроагрегаты различной дисперсности.

Гранулометрический и минеральный состав глинистых пород взаимосвязаны. В супесях, легких и средних суглинках содержится

относительно много обломочных минералов. Дисперсность тяжелых суглинков и глин связана с характером кристаллической решетки и устойчивостью глинистых минералов. Каолины отличаются сравнительно малой дисперсностью, так как каолинит приурочен преимущественно к крупным глинистым частицам. Монтмориллонитовые глины наиболее дисперсны. При насыщении обменного комплекса Na^+ содержание частиц в них менее 1—1,5 мк равно 90% и более. Гидрослюдистые и полиминеральные глины занимают промежуточное положение между каолином и монтмориллонитовыми глинами.

Гранулометрический состав глин зависит от их генезиса, однако связь эта слабо исследована. Наиболее тонким составом обладают глины пресных озер и опресненных морских лагун, так как спокойный гидродинамический режим и небольшое содержание электролитов способствуют дифференциации осадков по гранулометрическому составу. Неоднородным гранулометрическим составом отличаются аллювиальные, элювиальные, делювиальные и ледниковые глинистые отложения.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Основные физические свойства. Плотность глинистых грунтов колеблется в среднем от 2700 до 2780 кг/м³. Более высокая плотность характерна для глин, образовавшихся при выветривании основных и ультраосновных пород, содержащих повышенное количество Fe и Mg. Примесь органических веществ понижает плотность глин, так как для гумуса, например, она равна 1250—1400 кг/м³. Глинистые частицы покрыты пленками связанной воды, имеющей плотность более единицы. Поэтому плотность глин получают несколько завышенной (на 5—10%). Определение точного ее значения возможно при использовании вместо воды неплярных жидкостей (бензин и др.).

Влажность глинистых пород колеблется в широких пределах — от 5—10 до 100% и более. Величина ее зависит от минерального и гранулометрического состава грунта, содержания органических веществ, положения уровня грунтовых вод и других факторов. Влажность глин при полном водонасыщении зависит от их пористости: чем она выше, тем больше влажность. Наибольшую влажность имеют глины ниже уровня грунтовых вод. В собственно глинах и тяжелых глинах размер пор мал и практически вся вода находится в физически связанном состоянии.

При прочих равных условиях монтмориллонитовые глины имеют наибольшую влажность, гидрослюдистые — значительно меньшую, каолины — наименьшую. На влажность влияет присутствие минералов (например, гипса), содержащих кристаллизационную воду, удаляющуюся при температуре ниже 100—110°. Примесь органических веществ, характеризующихся высокой гидрофильностью, повышает влажность глин.

На влажность глин влияет емкость обмена и состав обменных катионов. Насыщенные Na^+ диспергированные глинистые грунты содержат много связанной воды и характеризуются более высокой влажностью, чем те же микроагрегатные грунты, насыщенные Ca^{2+} . Старение коллоидов и другие диагенетические процессы вызывают понижение влажности грунтов.

Объемная масса глинистых грунтов колеблется от 1350 до 1900 кг/м^3 (редко более), для сильно уплотненных глин — в пределах 1750—2300 кг/см^3 . Максимальное ее значение достигается при практически полном заполнении пор водой, что характерно для пород, находящихся ниже уровня грунтовых вод.

При увлажнении глинистых грунтов происходит набухание, а при высушивании — усадка; эти явления вызывают соответствующее изменение объемной массы. При снятии нагрузки, например, при извлечении глинистого грунта с большой глубины объемная масса уменьшается.

Объемная масса скелета грунта — важная расчетная характеристика, величина которой при колебаниях влажности глинистых грунтов несколько изменяется, но в меньшей степени, чем объемная масса.

Пористость свежееотложенных глинистых осадков (иллов) высока (45—90%). Под влиянием диагенетических процессов пористость осадков уменьшается. Пористость глин колеблется обычно от 30 до 60%. Основная часть пор образуется в период седиментации вследствие неплотного прилегания друг к другу структурных элементов, различающихся по размеру, форме и степени гидратированности.

Пористость влияет на физико-механические свойства глинистых грунтов, в частности на их уплотнение под действием нагрузки. Пores в глинах ввиду их незначительных размеров заняты физически связанной водой. Поэтому собственно глины практически водонепроницаемы. Водопроницаемость зависит преимущественно не от общей пористости, а от размера пор — чем они крупнее, тем выше водопроницаемость и быстрее происходит уплотнение грунтов.

В глинистых грунтах выделяют следующие типы пор: ультрамикропоры, межчастичные поры, крупные поры, трещины и трубчатые поры [Ларионов, 1966]. Ультрамикропоры ($<0,001$ мм) заполнены прочносвязанной водой. К ним относятся тонкие поры в ультрамикроагрегатах и пространстве между пакетами кристаллической решетки монтмориллонитовых минералов. Межчастичные поры (0,001—0,1 мм) расположены между элементарными частицами и агрегатами либо являются внутриагрегатными. Наибольшее влияние на водопроницаемость и деформацию грунтов оказывают межчастичные поры размером от 0,02 до 0,1 мм. Поры крупнее 0,1 мм в глинистых грунтах редки. Микротрещины и трещины обязаны процессам выветривания и усадки. Трубчатые поры представляют собой следы корневой системы растений; происхож-

дение их в некоторых случаях связано с прорывом защемленных газов к дневной поверхности.

Под активной пористостью понимают объем пор, за счет изменения которого происходят деформации уплотнения; ее составляют преимущественно межчастичные поры размером более 0,02 мм. Чем выше давление на грунт, тем больший объем пор принимает участие в деформациях уплотнения. Ультрамикропоры и тонкие межчастичные поры в деформациях уплотнения участия не принимают. Водопроницаемость зависит преимущественно от активной пористости. Однако можно считать, что для одного и того же литолого-генетического типа грунта чем меньше пористость, тем грунт более прочен и менее водопроницаем. Зависимость эта имеет сложный характер, так как на свойства грунтов влияют и многие другие факторы.

Степень влажности (степень водонасыщенности, относительная влажность) указывает на относительное содержание воды и газов в порах грунта. В грунтах различают газы свободные, сообщающиеся с атмосферой, защемленные, адсорбированные поверхностью воздушно-сухих частиц. Наиболее важное инженерно-геологическое значение имеют защемленные газы.

Границей между зонами аэрации и насыщения служит уровень грунтовых вод. Выше его встречаются только местные зоны насыщения. Образование защемленного воздуха наблюдается главным образом в зоне капиллярной каймы вследствие различий в высоте поднятия и скорости движения капиллярной воды. Защемление воздуха в зоне аэрации возможно также при ливневых дождях и обильных поливах орошаемой территории. В зоне насыщения наряду с газами воздушными (O_2 , N_2 , CO_2) часто встречаются биохимические газы (CH_4 , H_2S и др.), особенно в болотно-озерных и других богатых органическими веществами отложениях. Выделение растворенных в воде газов из водонасыщенных грунтов происходит при уменьшении давления (например, при вскрытии котлованов) или при повышении температуры.

Степень влажности глинистых грунтов ниже уровня грунтовых вод колеблется от 0,8 до 1. Защемленные газы повышают упругость грунтов. Существование свободных поверхностей раздела между твердыми частицами, газом и водой внутри грунта вызывает развитие сил поверхностного натяжения, что придает грунтам добавочную прочность.

Водно-физические свойства и водопроницаемость. К водно-физическим свойствам относится гигроскопическая влажность и влагоемкости: максимальная гигроскопическая, максимальная молекулярная, капиллярная и полная.

Классификация форм воды в грунтах может быть основана на различных принципах. В классификации А. А. Роде [1952], основанной на учете подвижности и агрегатного состояния воды, выделены следующие ее формы: 1) кристаллизационная; 2) твердая; 3) парообразная; 4) прочносвязанная; 5) рыхлосвязанная;

б) свободная: а) стыковая, б) капиллярно-подвешенная, в) сорбционнозамкнутая, г) гравитационно-замкнутая.

Наибольшим распространением пользуется приведенная ниже классификация А. Ф. Лебедева [1936], дополненная Е. М. Сергеевым.

I. Вода в форме пара.

II. Связанная вода: 1) прочносвязанная (гигроскопическая); 2) рыхлосвязанная.

III. Свободная вода: 1) капиллярная; 2) гравитационная.

IV. Вода в твердом состоянии.

V. Кристаллизационная и конституционная (химически связанная) вода.

С инженерно-геологической точки зрения значительный интерес представляет разделение воды на свободную и связанную. Наиболее прочно удерживается химически связанная вода, содержащаяся в глинистых минералах, слюде и хлорите. В инженерно-геологическом отношении важна кристаллизационная низкотемпературная вода, содержащаяся в таких минералах, как гипс, и выделяющаяся при температуре менее 105—110°С.

Вода, связанная грунтовыми частицами и поглощенными катионами, образует адсорбционный и диффузный слой. Силы, притягивающие воду к грунтовым частицам, имеют различный характер (энергетически ненасыщенные ионы кристаллизационной решетки, ионы диффузной оболочки, водородная связь, силы Ван дер Ваальса и т. п.). Структура молекул воды вблизи поверхности частиц искажена силовыми полями. В начале гидратации существуют лишь отдельные обводненные участки, образующие в дальнейшем сплошной полислой молекул. Процесс полимолекулярной адсорбции заканчивается при влажности, близкой к максимальной гигроскопичности [Злочевская, 1969].

Гигроскопичность W_g . Грунтовыми частицами прочно удерживается тонкая водная пленка при воздушно-сухом состоянии грунта. Соответствующую ей влажность называют гигроскопической. Более точно ее определяют как влажность грунта при относительной влажности паров воды 55% и температуре воздуха 20°С [Мичурин, 1975]. Гигроскопическая влажность представляет собой отношение массы прочносвязанной воды, адсорбируемой из водных паров воздуха к 1 г сухого грунта. При адсорбции воды наблюдается энергетический эффект — выделение теплоты смачивания в результате ограничения свободы трансляционного движения молекул воды. Количество теплоты смачивания пропорционально разнице между свободной поверхностной энергией грунта и воды.

В пределах гигроскопической влажности различают воду нескольких энергетических уровней. Наибольший энергетический уровень имеет вода, связанная с координационно-ненасыщенными атомами (Al, Si и др.) кристаллической решетки, ее ионами, а также вода «ближней» гидратации обменных катионов [Злочевская, 1969].

Гигроскопическая влажность определяется рядом факторов, из которых главное значение имеют минеральный и гранулометрический состав грунта. Наибольшую гигроскопичность имеют монтмориллонитовые глины — 12—16% и более, для каолина она не превышает 3—4%. Гидроослюдистые глины занимают промежуточное положение, однако они ближе стоят к каолиновым глинам, чем к монтмориллонитовым. Гигроскопичность полиминеральных глин зависит от того или иного соотношения в них основных глинистых минералов. Увеличение дисперсности и присутствие органических веществ повышает гигроскопичность. По мере роста во фракции менее 0,002 мм отношения $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ увеличивается относительное содержание монтмориллонитовых минералов, а также возрастает отрицательный заряд амфотерных частиц, вызывающий адсорбцию дипольных молекул воды.

Гигроскопическая вода существенно отличается от свободной, особенно ее монослой, находящийся под очень большим давлением (≈ 230 МПа). Плотность гигроскопической воды равна 1200—1500 кг/м³, она не замерзает при отрицательной температуре (в каолините при температуре -20°C , в монтмориллоните при температуре -193°C еще остается незамерзшая вода), обладает пониженной диэлектрической проницаемостью, очень слабой растворяющей способностью, теплотой смачивания менее единицы, повышенной вязкостью, упругостью и некоторым сопротивлением сдвигу. Глинистые породы при гигроскопической влажности находятся в твердом состоянии. Толщина водной пленки при этой влажности составляет в среднем две молекулы воды ($\approx 5,5 \times 10^{-8}$ см).

Максимальная гигроскопичность $W_{\text{м.г}}$ соответствует влажности грунта при относительной влажности паров воды в воздухе, близкой (96—98%) к 100%. Следует иметь в виду, что уже при относительной влажности 40—50% происходит капиллярная конденсация воды [Роде, 1965]. Выделение теплоты смачивания заканчивается по достижении грунтом влажности максимальной гигроскопичности. Отношение максимальной гигроскопичности к гигроскопичности $W_{\text{м.г}} : W_{\text{г}}$ колеблется от 1,5 до 3 (в среднем 2). Обычно принимают, что максимальная гигроскопичность является границей между прочно- и рыхлосвязанной водой.

Максимальная гигроскопичность зависит от тех же факторов, что и гигроскопичность. В наибольшей степени на нее влияет состав глинистых минералов. В монтмориллонитовых глинах максимальная гигроскопичность достигает 40—43%, в каолинах составляет 5—12%, в гидроослюдистых глинах — 5—15%. Насыщение обменного комплекса Na^+ вызывает диспергацию грунта, сопровождающуюся увеличением максимальной гигроскопичности. Однако влияние обменных катионов на максимальную гигроскопичность меньше, чем на показатели, характеризующие содержание рыхлосвязанной воды. Выявлено [Райтбурд и Слонимская, 1965], что для каолина роль катионов в связанном состоянии воды незначительна, наоборот, в монтмориллонитовых глинах она суще-

ственна. Легкорастворимые соли понижают максимальную гигроскопичность, поскольку эти соли интенсивно гидратируются и частично «отнимают» связанную воду минеральных частиц.

При максимальной гигроскопичности связанная вода в меньшей мере отличается по свойствам от свободной воды, чем при гигроскопической влажности. Консистенция глинистых грунтов с влажностью максимальной гигроскопичности твердая, но прочность их меньше, чем при воздушно-сухом состоянии. Толщина водной пленки при влажности максимальной гигроскопичности составляет в среднем четыре молекулы воды ($\approx 11 \cdot 10^{-8}$ см). Естественная влажность глинистых грунтов превышает максимальную гигроскопичность, так как относительная влажность паров воды в грунтах, как правило, равна 100%.

Максимальная молекулярная влагоемкость. Различают воду рыхлосвязанную и очень рыхлосвязанную [Приклонский, 1955]. Нижняя граница рыхлосвязанной воды соответствует влажности максимальной гигроскопичности, верхняя граница — максимальной молекулярной влагоемкости или нижнему пределу пластичности. Влажность между указанными границами соответствует слабосвязанной воде среднего энергетического уровня [Злочевская, 1969].

Существенное влияние на максимальную молекулярную влагоемкость оказывает состав глинистых минералов: для монтмориллонитовых глин она колеблется от 35 до 140%, для глин иного состава — в пределах 10—40%. По величине максимальной молекулярной влагоемкости можно приблизительно судить о микроагрегатном составе грунтов. В глинистых грунтах с удельной поверхностью более 60—70 м²/г при максимальной молекулярной влагоемкости вода находится в пленочной форме; в грунтах с меньшей удельной поверхностью при этой влажности значительная часть воды находится в капиллярно-сорбированном виде.

Органические вещества повышают, а легкорастворимые соли уменьшают величину максимальной молекулярной влагоемкости. Ионы солевых растворов, гидратируясь, сокращают толщину водных пленок минеральных частиц. В сильно засоленных грунтах рыхлосвязанная вода отсутствует и прочносвязанная вода может непосредственно контактировать с капиллярной [Сергеев, 1959].

Консистенция грунтов при максимальной молекулярной влагоемкости полутвердая. Способность к поверхностной «диссоциации» глинистых минералов и к взаимодействию с другими веществами проявляется уже при максимальной гигроскопичности, по мере увеличения влажности она возрастает. При максимальной молекулярной влагоемкости вода удерживается вокруг минеральных частиц с силой, в 70 тыс. раз превышающей силу тяжести. Она медленно передвигается вне зависимости от силы тяжести от толстых пленок к тонким, не передает гидростатического давления, обладает способностью к растворению, замерзает в среднем при температуре $-1,5^{\circ}\text{C}$ (чем тоньше пленка, тем ниже температура замерзания).

Для полиминеральных глинистых грунтов максимальная молекулярная влагоемкость на 1—3% меньше нижнего предела пластичности и практически совпадает с оптимальной влажностью уплотнения. Несмотря на условность понятия «максимальная молекулярная влагоемкость», этот показатель используют для подсчета содержания различных видов ввода в грунтах.

Капиллярная влажность. В глинистых грунтах преобладает физически связанная вода, капиллярная влага находится в углах пор. Известно, что уже при относительной влажности воздуха 40—50% начинается капиллярная конденсация воды, особенно интенсивно она протекает при относительной влажности более 80—90%. Таким образом, даже в прочносвязанной воде содержится частично капиллярная вода, в рыхлосвязанной воде ее доля выше.

Капиллярная вода передает гидростатическое давление, однако не вытекает из стенок выработок и замерзает при температуре примерно минус 7—12°С. Объем капиллярной воды $W_{к.о}$ может быть приближенно определен по формуле

$$W'_{к.о} = W_{к.о} - W_{м.о},$$

где $W_{к.о}$ и $W_{м.о}$ — соответственно капиллярная и максимальная молекулярная влагоемкость, % от объема грунта.

В грунтах естественного сложения количество капиллярной влаги выше, чем в грунтах нарушенной структуры, так как при нарушении структуры капиллярная вода частично переходит в пленочную. Передвижение капиллярной воды в глинах затруднено, так как размер пор мал и они практически полностью заполнены связанной водой. Более благоприятны в этом отношении суглинки и супеси.

Полная влагоемкость (водовместимость) $W_{п}$ соответствует заполнению водой всего объема пор. Ее рассчитывают по формуле

$$W_{п} = \frac{e\gamma_{в}}{\gamma_{с}},$$

где e — коэффициент пористости; $\gamma_{с}$ — плотность грунта.

Необходимо рассчитывать полную влагоемкость при естественной пористости и после набухания, сопровождающегося увеличением пористости (в этом случае полная влагоемкость равна влажности набухания). В глинистых немакропористых грунтах полная и капиллярная влагоемкости практически совпадают.

Водопроницаемость. Собственно глины — грунты практически водонепроницаемые ($k < 10^{-11}$ м/с). Свободная вода может передвигаться по трещинам и крупным порам. Небольшой размер пор в глинах затрудняет передвижение свободной воды при обычном напоре. Некоторая фильтрация свободной воды происходит в суглинках и супесях (k до $n \cdot 10^{-9}$ м/с). Однако рыхлосвязанная и капиллярная вода в глинистых породах передвигается при значительных градиентах напора, а также под действием

электромолекулярных сил, термического градиента и осмотических сил (например, при неравномерной засоленности грунта).

На водопроницаемость заметно влияет текстура глинистых пород. Например, в ленточных глинах коэффициент фильтрации воды в горизонтальном направлении в несколько раз выше, чем в вертикальном. При движении сверху вниз вода передвигается через поры различного размера и сечения, вследствие чего образуются пузырьки защемленного воздуха, уменьшающие возможную для фильтрации площадь пор; они создают также в грунте дополнительные поверхности раздела вода — воздух и соответствующее им капиллярное давление, затрудняющее движение гравитационной воды.

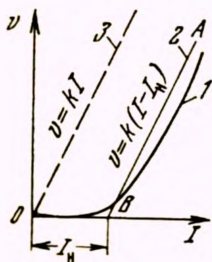


Рис. 34. Зависимость между скоростью фильтрации v и градиентом напора I

С увеличением дисперсности и содержания гидрофильных минералов водопроницаемость глинистых грунтов уменьшается. На водопроницаемость оказывает влияние и состав обменных катионов. Наименьшая водопроницаемость достигается при насыщении грунта Na^+ . Она заметно понижается от присутствия защемленного воздуха в грунте и пузырьков газа в фильтрующейся воде. Повышение температуры воды понижает ее вязкость, вследствие чего водопроницаемость грунта возрастает. В соответствии с изменением пористости при набухании, усадке и уплотнении грунтов изменяется и их водопроницаемость.

Движение связанной и капиллярной воды в глинистых грунтах происходит после того, как градиент напора превзойдет некоторую критическую величину, называемую начальным градиентом, или градиентом порога фильтрации.

Зависимость между скоростью фильтрации v и градиентом напора I представлена на рис. 34. Для глинистых пород эта зависимость изображается кривой линией 1, которая без большой погрешности может быть заменена на прямую 2. Пересечение прямой 2 с осью абсцисс дает значение начального градиента I_n . Зависимость между скоростью фильтрации v и градиентом напора I выражается формулой

$$v = k(I - I_n),$$

где k — коэффициент фильтрации.

На рис. 34 прямая 3 отражает зависимость $v = kI$ при $I_n = 0$, что отмечается, например, в песках. Длительное действие градиента напора вызывает вязкопластичное передвижение связанной воды, происходящее при более низких, чем I_n , значениях градиента. Величина I_n неодинакова для глинистых грунтов, различающихся по составу, влажности, пористости и другим признакам. Вместе с тем эта величина непостоянна для одного и того же грунта, так как она зависит от влажности, пористости, состава обменных катионов, состава и концентрации солей в фильтрующейся воде.

Пластичность и консистенция. Пластичность. Пластичная консистенция грунтов ограничена влажностью верхнего и нижнего пределов пластичности W_L и W_p . Влажность между этими пределами соответствует очень рыхлосвязанной воде [Приклонский, 1955] или рыхлосвязанной воде с наименьшим энергетическим уровнем связи, удерживаемой осмотическими и капиллярными силами [Злочевская, 1969]. Известно, что уже при W_p кроме пленочной содержится и капиллярная вода. При W_L присутствует также осмотическая и свободная (в иммобилизованном виде) вода.

Факторы, влияющие на пластичность, можно разделить на внутренние (минеральный и гранулометрический состав, содержание органических веществ, емкость обмена и т. п.) и внешние, например состав и концентрация порового раствора. Весьма пластичны гидрослюдистые глины и каолины. Чем ниже степень дисперсности (удельная поверхность), тем при прочих равных условиях более пластичны глинистые грунты. На изменение гранулометрического состава, как и других факторов, влияющих на пластичность, наиболее реагирует верхний предел пластичности и значительно меньше нижний предел. Пластинчатая и чешуйчатая формы, характерные для глинистых минералов, благоприятствуют проявлению пластичности. Кварц и каолинит слабогидрофильны, однако при одинаковой дисперсности кварц менее пластичен, чем каолинит, что объясняется различием в форме частиц и структуре этих минералов.

Примесь органических веществ повышает значения пределов пластичности (особенно верхнего). Поэтому присутствие их даже в небольшом количестве оказывает пластифицирующее действие на песчано-пылеватые грунты. Существенно сказываются на пластичности емкость обмена, состав обменных катионов, рН среды. С увеличением емкости обмена возрастает толщина гидратных оболочек грунтовых частиц. Обменные катионы различной валентности имеют неодинаковую способность к гидратации. Важнее, однако, то, что одновалентные катионы диспергируют глинистые грунты, а двух- и трехвалентные катионы — коагулируют. В связи с этим изменяется свободная поверхностная энергия частиц, от которой зависит количество связанной воды. Увеличение щелочности среды повышает емкость катионного обмена, что отражается на толщине гидратных оболочек грунтовых частиц.

Малую пластичность имеют засоленные глинистые грунты. Высокая минерализация поровых растворов вызывает дегидратацию диффузных слоев грунтовых частиц. Значение этого фактора наиболее сказывается на монтмориллонитовых глинах, значительно меньше — на каолинитовых и полиминеральных глинах.

Число и особенно верхний предел пластичности суммарно характеризуют минеральный и гранулометрический состав грунта и влияние других факторов, от которых зависит пластичность. По величине этого предела можно приближенно судить о составе глинистых минералов.

Связь между составом глинистых пород и их пластичностью характеризуется показателем коллоидной активности A_k и показателем гидрофильности K . Под A_k понимают отношение числа пластичности к содержанию глинистой фракции. По величине A_k глинистые грунты разделяют на высокоактивные (высокогидрофильные) — $A_k > 1,25$; нормальноактивные (нормальногидрофильные) — $A_k = 1,25-0,75$; неактивные (слабогидрофильные) — $A_k < 0,75$. Под показателем гидрофильности понимают отношение верхнего предела пластичности к содержанию глинистых частиц.

Число пластичности используют для приближенной гранулометрической классификации грунтов. В СНиП II-15-74 они разделяются по значению числа пластичности на супеси — 0,01—0,07, суглинки — 0,07—0,17 и глины — $>0,17$. Эта классификация является чрезмерно упрощенной. П. О. Бойченко [1964] предложена более дробная гранулометрическая классификация грунтов, основанная на данных о числе пластичности и содержании песчаных и гравийных частиц. В сокращенном виде эта классификация приведена в табл. 13.

Таблица 13

Гранулометрическая классификация грунтов

Вид грунта	Разновидность грунта	Число пластичности	Содержание песчаных и гравийных частиц (0,05—4 мм), %
Глины	Тяжелые	$> 0,35$	Не регламентируется
	Легкие	$0,35-0,24$	
Суглинки	Тяжелые	$0,24-0,18$	> 35
	Средние	$0,18-0,14$	> 40
	Легкие	$0,14-0,10$	> 45
Пылеватые суглинки	Тяжелые	$0,24-0,18$	< 35
	Средние	$0,18-0,14$	< 40
	Легкие	$0,14-0,10$	< 45
Супеси	Тяжелые	$0,10-0,06$	> 50
	Легкие	$< 0,06$	> 50
Пылеватые супеси	Тяжелые	$0,10-0,06$	< 50
	Легкие	$< 0,06$	< 50

Нижний предел пластичности W_p близок к значению максимальной молекулярной влагоемкости $W_{м.р.}$, которая практически совпадает с оптимальной влажностью уплотнения $W_{опт.}$. В большинстве случаев соблюдается следующее соотношение:

$$W_{опт.} = W_{м.в.} + (1 - 4) \%$$

Показатели пластичности широко используют для определения консистенции глинистых грунтов и оценки их как сырья для производства кирпича, черепицы, керамических изделий.

Консистенция. В зависимости от влажности и прочности структурных связей глинистые грунты находятся в различной, обычно в пластичной консистенции. В последнем случае под

действием внешних сил форма грунта изменяется без разрыва сплошности и сохраняется после прекращения их действия.

Для численного выражения консистенции применяют показатель консистенции J_L

$$J_L = \frac{W - W_p}{W_L - W_p},$$

где W , W_p и W_L — соответственно влажность грунта и влажность нижнего и верхнего пределов пластичности.

Показатель консистенции позволяет судить только об устойчивости глинистых грунтов нарушенной структуры, так как пределы пластичности характеризуют грунты нарушенной структуры. Ниже приведена классификация глинистых грунтов по консистенции, принятая в СНиП II-15-74.

Грунты	Показатель консистенции
Супеси:	
твердые	$J_L < 0$
пластичные	$0 < J_L < 1$
текучие	$J_L > 1$
Суглинки и глины:	
твердые	$J_L < 0$
полутвердые	$0 \leq J_L < 0,25$
тугопластичные	$0,25 < J_L < 0,50$
мягкопластичные	$0,5 < J_L < 0,75$
текучепластичные	$0,75 < J_L < 1$
текучие	$J_L > 1$

Консистенция грунтов естественной структуры зависит кроме влажности от выраженности структурных связей. Поэтому мнение о том, что нижний предел пластичности является критической влажностью, превышение которой приводит к резкому возрастанию деформаций, справедливо лишь в отношении грунтов нарушенного сложения. Вследствие структурных связей прочность грунтов естественного сложения обычно выше, чем нарушенного. Поэтому использование коэффициента консистенции I_L для характеристики прочности грунтов естественного сложения приводит к ошибкам.

По данным П. О. Бойченко [1964], при эталонной консистенции, соответствующей нижнему пределу пластичности ($I_L = 0$), механическая сопротивляемость грунтов, определяемая по глубине погружения конуса (масса 300 г, угол при вершине 30°), которая колеблется от 2,6 до 11 мм и более, является существенно разной. В связи с этим для определения пределов пластичности целесообразно использовать конус и рассчитывать показатель консистенции по формуле

$$J_{Lc} = \frac{W - W_{pc}}{W_{Lc} - W_{pc}},$$

где J_{Lc} — показатель консистенции, рассчитанный по данным о пределах пластичности, определенных по методике П. О. Бойченко; W — влажность грунта; W_{Lc} — верхний предел пластичности, соответствующий влажности при глубине погружения конуса 22,5 мм; W_{pc} — нижний предел пластичности, соответствующий влажности при глубине погружения конуса 4 мм.

Учитывая недостатки косвенного метода оценки консистенции (по показателю I_L), целесообразно определять этот показатель по данным непосредственных испытаний механической сопротивляемости грунтов [Бойченко, 1964; Разоренов, 1968].

Подформы консистенции различают по следующим визуальным признакам. При текучей подформе грунт по наклонной плоскости течет, при текучепластичной прилипает, а в больших массах проявляет склонность к течению. Из подформ пластичной консистенции очень мягкопластичная характеризуется тем, что грунт легко деформируется, обладает липкостью; при мягкопластичной — грунт деформируется сравнительно легко, на ощупь влажный, липкость слабая; при тугопластичной — грунт деформируется с усилием, раскатывается в жгут, не прилипает. При полутвердой подформе твердой консистенции грунт имеет темную окраску, не раскатывается в жгут, комочки его при раздавливании растрескиваются; при твердой подформе грунт обладает твердостью, хрупкостью и имеет светлую окраску. Границей между полутвердой и твердой подформами является предел усадки.

Свойства грунтов, проявляющиеся при взаимодействии грунтов с водой. Набухание происходит вследствие притяжения воды грунтовыми частицами и перехода ее из свободного состояния в связанное; оно сопровождается увеличением объема и пористости и уменьшением прочности грунта. Показателями набухания являются относительное увеличение с течением времени высоты и объема грунта, давление набухающего грунта и влажность набухания (максимальная влажность, достигаемая при набухании).

Для отнесения грунтов к набухающим применяют приближенный критерий: $[(e_0 - e_L) : (1 + e_0)] < -0,3$, где e_0 и e_L — коэффициенты пористости грунта соответственно естественной структуры и при верхнем пределе пластичности. Среди сил, вызывающих набухание грунтов, главное значение имеют электромолекулярные. Об этом свидетельствует тот факт, что величина набухания зависит от диэлектрической постоянной жидкости: чем она больше, тем выше набухание. Максимальное набухание отмечается в дистиллированной воде.

Различные глинистые минералы набухают неодинаково (табл. 14), в связи с чем наблюдается различие в набухаемости соответствующих глин. Вместе с тем набухание пропорционально удельной поверхности грунтов. Состав обменных катионов влияет на набухание высокогидрофильных глин. Так, монтмориллонитовые глины, насыщенные Na^+ увеличиваются в объеме при набухании в 15—20 раз, а при насыщении Ca^{2+} в 5—7 раз. Каолины

значительно меньше чувствительны к изменению состава обменных катионов.

Таблица 14
Набухание глинистых минералов [Jong R.,
Warkentin B., 1966]

Минерал	Диаметр. частиц. 10—8 см	Удельная поверхность м ² /г	Набухаемость
Монтмориллонит	20	800	Высокая
Иллит	200	80	Средняя
Каолинит	1000	15	Низкая

Структурные связи понижают величину набухания. При естественном сложении грунты меньше набухают, чем после нарушения структуры. Набухание зависит от начальной влажности грунта: чем она ниже, тем больше набухание. Сравнение грунтов по набуханию возможно лишь при одинаковой их исходной влажности. Легкорастворимые соли понижают величину набухания. Поэтому опыты по моделированию набухания в природных условиях следует проводить с использованием грунтовой воды.

Большое влияние на набухание грунта оказывает его напряженное состояние. На примере сильно набухающих хвалыньских глин показано, что существует зависимость между подъемом штампа при набухании и нагрузкой на штамп (рис. 35). Давление набухания глин может превышать 1 МПа [Гольдштейн, 1973]. Так, для твердых хвалыньских глин с коэффициентом пористости менее 0,6 давление достигает 1—1,2 МПа, при коэффициенте пористости 0,7—0,9 оно составляет 0,4—0,5 МПа [Егоров, 1964]. Значительное давление, характерное для набухающих хвалыньских глин, связано с их высокой глинистостью, наличием монтмориллоновых минералов и обменного Na⁺. Зависимость набухания торонских глин Предкарпатья от давления представлена на рис. 36. Как видно из рис. 36, с увеличением давления набухание глин понижается. В строительных целях давление набухания определяют путем замачивания грунта под расчетным давлением (сумма давлений бытового и от фундаментов).

Деформации набухания наблюдаются в котлованах и выемках. Нередко они являются причиной разрушения крепи выработок и фундаментов. Допускаемая величина нормативного подъема грунта при набухании составляет от 2 до 6—7 см в зависимости от чувствительности зданий к деформации и степени их армированности. Особо опасны неравномерные деформации набухания. Для предотвращения или снижения деформаций сооружений проводят следующие мероприятия: 1) устройство железобетонных поясов и армирование фундаментов; разрезка зданий деформационными швами; 2) применение песчаных подушек; 3) полная или частич-

ная замена набухающих глин другими (ненабухающими) грунтами; 4) устройство свайных фундаментов.

Водопрочность грунтов характеризуется их способностью к размоканию и размыванию. Размокаемость представляет собой процесс полной (или частичной) утраты грунтом прочности под

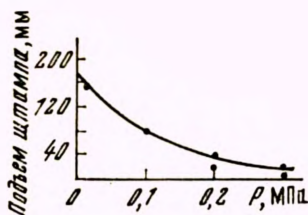
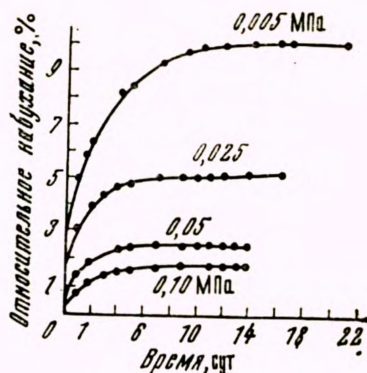


Рис. 35. Зависимость между подъемом штампа и величиной нагрузки P . По Е. А. Сорочану

Рис. 36. Кинетика набухания тортонских глин при различном давлении на грунт (цифры у кривых)



действием спокойной воды. Этот процесс можно рассматривать как конечную стадию набухания. Он характеризуется определенной продолжительностью, характером распада образца и его конечной влажностью.

Опыты, проводимые по обычной схеме, дают завышенные значения размокаемости грунтов. Для лучшего моделирования природных условий образцы грунта следует покрывать слоем крупнозернистого песка.

Монтмориллонитовые глины распадаются в воде значительно медленнее, чем гидрослюдистые и каолинитовые глины. Способность к размоканию понижается по мере перехода от легких суглинков к глинам и от очень пористых к малопористым грунтам. Глины, насыщенные Na^+ , легко распадаются и дают тонкую суспензию. При насыщении двух- и трехвалентными катионами характер распада чешуйчатый и порошокватый. Чем меньше исходная влажность, тем энергичнее происходит распад грунта. При естественном сложении образцы грунта распадаются медленнее, чем при нарушенном. В минерализованных водах размокание грунтов затруднено.

Результаты опытов по размокаемости качественно характеризуют поведение грунтов в берегах водохранилищ, откосах каналов и стенках котлованов, заполненных водой.

Размываемость — разрушение грунтов под действием текучих вод — процесс сложный. Он зависит от многих факторов, которые можно разделить на внутренние (минеральный и гранулометрический состав грунта, его текстура, характер структурных связей и т. п.) и внешние по отношению к грунту (минерализация и мутность воды, гидравлические условия — ширина и глубина потока, его уклон, удар водных струй о берег и др.). Размывае-

мость характеризуют критической (размывающей) скоростью водного потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и их передвижение водой.

Глинистые грунты благодаря структурным связям менее подвержены размыву, чем мелкозернистые пески и пылеватые грунты. Критическая скорость размыва глинистых грунтов в зависимости от их состава и структурных связей составляет 0,7—1,2 м/с.

Данные о размываемости грунтов необходимы для проектирования скоростей движения воды и продольных уклонов канала, прогноза изменения конфигурации дна и берегов водотока при увеличении скорости движения воды, суждения о переработке берегов водохранилищ, морей, озер и рек.

У с а д к а. При испарении воды с поверхности грунта или в результате процесса синерезиса в субаквальных условиях объем грунтов уменьшается, т. е. они дают усадку. Этот процесс сопровождается возрастанием капиллярных и электромолекулярных сил, переходом грунтов в более устойчивую консистенцию. Усадка и сжатие грунтов под статической нагрузкой внешне сходны. Однако при усадке в отличие от сжатия изменяется концентрация поровых растворов, и в осадок выпадают водорастворимые соли.

Максимальной усадкой обладают монтмориллонитовые глины, значительно меньшей — глины иного состава, особенно каолины. Усадка тем больше, чем выше удельная поверхность, начальная влажность и пористость грунта. Непосредственный контакт между песчаными и гравийными зернами уменьшает усадку глинистых грунтов. Для грунтов с ориентированными частицами усадка больше, чем с неориентированными, и неодинакова по горизонтальному и вертикальному направлениям. Грунты естественного сложения характеризуются меньшей усадкой, чем нарушенного сложения, (при одинаковых влажности и пористости). Усадка грунтовых паст представляет интерес для характеристики глин как материала для земляных сооружений и как минерального сырья. Состав обменных катионов и минерализация поровых растворов влияют на усадку, так как они определяют количество очень рыхло связанной воды в глинистых грунтах.

Усадка наблюдается при передвижении воды из водонасыщенного грунта в сухой. Водонасыщенный грунт при этом уменьшается в объеме и в нем образуются усадочные трещины. Подобные явления отмечаются при поступлении воды из плотин в окружающие породы; они имеют важное значение в самоуплотнении грунтов земляных гидротехнических сооружений [Рельтов, 1947].

Быстрая испаряемость воды при усадке увеличивает градиент влажности между поверхностной и внутренней частями грунта. Медленное поступление воды из внутренней части грунта своевременно не компенсирует испаряющуюся воду. Растягивающие усилия, возникающие при усадке, превосходят силы структурного сцепления. Такова схема образования усадочных трещин. В природных условиях усадочные трещины простираются на глубину до нескольких метров и имеют ширину до нескольких сантиметров.

Трещины понижают устойчивость массива грунта на склонах, вызывают разрыв корней растений, способствуют просыханию глубоких слоев и проникновению в грунтовую толщу атмосферных осадков.

Для предотвращения образования трещин усадки в земляных сооружениях откосы их следует покрывать воздушно-сухим крупнозернистым грунтом. Толщина этого защитного слоя устанавливается эмпирически и по данным о высоте капиллярного поднятия в грунтах различного гранулометрического состава. Необходимо, чтобы толщина защитного слоя превышала максимальную высоту капиллярного поднятия воды; толщина слоя может быть уменьшена, если грунт обработать гидрофобизирующими реагентами.

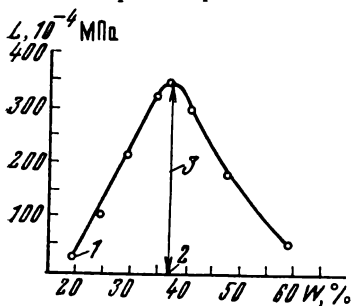


Рис. 37. Зависимость между липкостью L и влажностью W глинистых грунтов:
1 — влажность начала прилипания;
2 — влажность при максимальном прилипании; 3 — величина максимального прилипания

Липкость. Глинистые грунты в определенном интервале влажности прилипают к различным предметам.

Липкость характеризуется влажностью начала и максимального прилипания и величиной максимальной липкости (рис. 37).

Липкость грунтов обнаруживается обычно только в присутствии очень рыхло связанной воды. По мере увеличения влажности липкость быстро растет и достигает максимального значения, когда силы притяжения воды к грунтовым частицам и к предметам, соприкасающимися с ними, становятся одинаковыми. При дальнейшем увеличении влажности липкость резко уменьшается, так как толстые пленки воды экранируют грунтовые частицы от предметов. Отмечается связь между прилипанием и консистенцией грунта. Начало прилипания наблюдается при мягкопластичной, а максимальное значение — при очень мягкопластичной консистенции; прилипания резко уменьшается при текучепластичной консистенции. Чем больше влажность начала прилипания, тем выше влажность при его максимуме.

Относительное влияние различных факторов на липкость изучено недостаточно. Наибольшей прилипаемостью (0,04—0,1 МПа) отличается глинистая фракция. Поэтому с увеличением дисперсности грунтов липкость возрастает. Весьма гидрофильные и высокодисперсные монтмориллонитовые глины характеризуются более значительной липкостью (0,03—0,1 МПа и более), чем гидрослюдистые глины и каолины. Липкость возрастает при насыщении обменного комплекса Na^+ , в связи с чем солонцеватые глины очень липки; наоборот, насыщение грунта Ca^{2+} вызывает понижение липкости. Легкорастворимые соли вследствие их дегидратирующего действия понижают липкость, а органические коллоиды ее повышают. В связи с этим гумусовые горизонты черноземов отличаются

значительной липкостью, а засоленные глины — малой. Увеличение давления предметов на грунт вызывает повышение липкости.

Изучение липкости имеет большое теоретическое и практическое значение. Прилипание грунтов осложняет работу и снижает производительность землеройных, транспортных и почвообрабатывающих машин.

Механические свойства. В глинистых грунтах контакт между частицами осуществляется через гидратно-коллоидные пленки, характеризующиеся определенной вязкостью, механической прочностью и придающие грунтам связность. Прочность глинистых грунтов возрастает по мере высыхания, т. е. при уточнении пленок. Клеющей способностью обладают также водноколлоидные кремнистые пленки на поверхности силикатов. Благодаря этим пленкам даже чистые пески в условиях естественного залегания обладают структурной прочностью.

Некоторую роль в прочности глинистых грунтов играет электростатическое притяжение, возникающее при взаимодействии разноименно заряженных грунтовых частиц или при трении частиц друг о друга, происходящем, например, в процессе усадки. Силы электростатического и молекулярного притяжения проявляются только при очень малой влажности, когда глинистый грунт приобретает твердую консистенцию, или при значительном давлении, обуславливающим увеличение плотности их сложения и сближение частиц грунта.

Важное значение в прочности некоторых глинистых грунтов (известковистых, засоленных, лёссовых) имеют кристаллизационные (жесткие) связи, образующиеся при выпадении из поровых растворов простых солей. Они возникают также при синергетическом упрочнении грунтов, например вследствие самопроизвольного старения коллоидов; подобные связи существуют, в частности, в так называемых сухарных глинах.

О с ж и м а е м о с т и грунтов свидетельствуют результаты определения компрессионных свойств в одометрах, стабилометрах или при полевых опытах со штампами. Компрессионные испытания проводят в стальных кольцах, не допускающих бокового расширения грунта. Испытания в стабилометрах предусматривают возможность некоторого бокового расширения грунта. Наиболее отвечают реальным условиям уплотнения грунтов опыты со штампами в природной обстановке.

Показателями способности грунтов к сжатию служат коэффициент сжимаемости (уплотнения), модуль общей деформации E_p , а также модуль осадки I_p , показывающий величину сжатия столба грунта высотой 1 м после приложения к нему нагрузки P . Коэффициент сжимаемости a (в МПа^{-1}): сильносжимаемых грунтов превышает 0,01, среднесжимаемых составляет 0,01—0,001; слабосжимаемых — менее 0,001. Н. Н. Маслов [1968] несколько детальнее подразделяет грунты по сжимаемости (табл. 15).

Классификация грунтов по сжимаемости

Категория грунтов по сжимаемости	Сжимаемость грунтов	a , МПа ⁻¹	l_p , мм/мм
0	Практически несжимаемые	< 0,0001	< 1
I	Слабая	0,0001—0,0005	1—5
II	Средняя	0,0005—0,0001	5—20
III	Повышенная	0,001—0,01	20—60
IV	Сильная	> 0,01	> 60

Особенностью глинистых грунтов является медленное течение процесса уплотнения. При компрессионных испытаниях уплотнение глинистого грунта под данной нагрузкой завершается сравнительно быстро (обычно в течение двух-трех дней) благодаря небольшой высоте образца и благоприятным условиям дренирования. Во много раз медленнее протекает процесс уплотнения глинистых грунтов под сооружениями: полная осадка их завершается лишь через несколько лет, иногда через десятки лет.

В глинистых грунтах уплотнение возможно только после нарушения структурных связей. Последнее вызывает перевод свободной воды, иммобилизованной в структурных сетках, и частично пленочной в собственно свободную воду, которая и отжимается. Количество отжимаемой воды пропорционально внешней нагрузке.

Консолидацию глинистых грунтов разделяют на первичную, или фильтрационную, при которой происходит отжим свободной воды, и вторичную, обусловленную вязкопластическим сопротивлением связанной воды сдвигу, поворотом и смещением грунтовых частиц. Чем водноколлоидные пленки тоньше, тем больше сопротивление грунта деформирующим усилиям.

Процесс уплотнения глинистых пород связан со структурно-адсорбционными и структурными деформациями [Денисов, 1956]. Под первыми понимают деформации, происходящие при изменении толщины водных пленок в местах контактов частиц, под вторыми — деформации, обусловленные перемещением одних структурных элементов (частиц или агрегатов) относительно других. При структурных деформациях силы сцепления преодолеваются касательными напряжениями и мелкие структурные элементы заполняют поры грунта.

Общая деформация глинистых грунтов под нагрузкой складывается из осадки обратимой (упругой) и необратимой (остаточной). Обратимая деформация происходит вследствие различных причин, из которых главное значение имеет упругость: а) водноколлоидных пленок; б) защемленных пузырьков воздуха; в) чешуйчато-пластинчатых, главным образом глинистых минералов.

В уплотненных и сильно гидрофильных глинах в обратимой деформации наиболее важную роль играют процессы осмотического впитывания воды.

Необратимая деформация связана с отжимом воды и уплотнением грунта, происходящим вслед за нарушением начальной структурной прочности. Относительная и абсолютная роль структурных деформаций существенно зависят от плотности сложения грунта. Условно принимают [Денисов, 1956], что при $e_0 > 0,7 e_L$ (где e_0 и e_L — коэффициенты пористости грунта соответственно в условиях естественного залегания и при верхнем пределе пластичности) преобладают структурные деформации, а в грунтах более плотного сложения при $0,7 e_L > e_0 > 0,25 e_L$ — структурно-адсорбционные деформации.

В общей деформации грунтов остаточные деформации значительно превышают обратимые. Относительное значение каждого из этих видов деформаций зависит от различных факторов и может широко изменяться. Так, при многократном приложении к образцу одной и той же нагрузки остаточная деформация постепенно уменьшается и грунт в итоге испытывает только чисто упругие деформации.

На сжимаемость глинистых грунтов влияет их текстура, структура, консистенция, минеральный и гранулометрический состав, емкость обмена и состав обменных катионов, характер поровых растворов, пористость, темп загрузки и другие факторы.

Наличие слоев, различающихся по составу, влияет на сжимаемость грунтов. В грунтах типа ленточных глин с чередованием песчаных и суглинистых слоев условия дренирования воды облегчаются, скорость сжатия возрастает, консолидация осадки наступает относительно быстро. Слоистые грунты характеризуются анизотропией механических свойств: перпендикулярно напластованию сжимаемость их в 1,2—3 раза и более выше, а предел прочности при одноосном сжатии несколько ниже, чем при давлении параллельно напластованию.

Характер и степень выраженности структурных связей оказывает влияние на сжимаемость. Нарушение естественной структуры грунтов увеличивает сжимаемость. В водонасыщенных глинистых грунтах нарушенного сложения деформации начинаются сразу после приложения нагрузки. Сжатие их сопровождается уменьшением пористости и влажности пропорционально приложенной нагрузке. Уплотнение грунтов естественной структуры возможно лишь после того, как внешняя нагрузка станет больше, чем структурная прочность. О последней можно судить по протяженности горизонтального участка компрессионной кривой (рис. 38): чем он протяженнее, тем больше структурная прочность грунта. Структурные деформации происходят лишь после необратимого нарушения сложения грунта. До этого момента деформации имеют упругий характер. Структурная прочность грунтов наиболее выражена в том случае, когда она обусловлена не только водноколлоидными, но и кристаллизационными связями.

Минеральный состав особенно влияет на сжимаемость при повышенной влажности и малой плотности сложения грунтов, обуславливающих присутствие большого количества рыхлосвязанной и очень рыхлосвязанной воды; влияние заметно понижается с уменьшением влажности и повышением плотности, так как

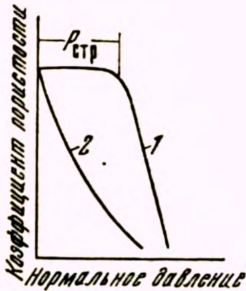


Рис. 38. Схема определения структурной прочности при компрессионных испытаниях. 1 — грунт с естественным оложением и структурной прочностью $P_{стр}$, определенной при компрессионных испытаниях; 2 — грунт с нарушенным сложением

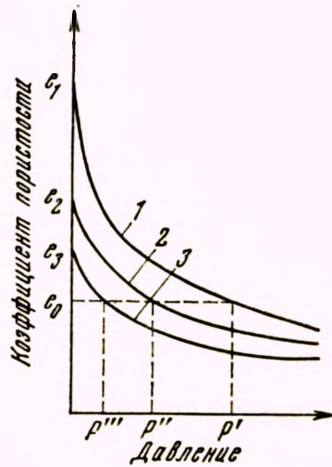


Рис. 39. Кривые уплотнения грунтовых паст различного состава. По Н. Я. Денисову.

1 — кривая уплотнения пасты в предельном текучести W_L ; 2 — то же, с предельном текучести W'_L ; 3 — то же, с предельном текучести W'''_L . $W'_L > W_L > W'''_L$

при этом гидратация грунтовых частиц отличается от потенциально возможной; сжимаемость грунтов затруднена, так как тонкие водные пленки оказывают значительное сопротивление деформирующим усилиям. Монтмориллонитовые глины характеризуются более высокой сжимаемостью, чем гидрослюдистые и каолинистые.

С повышением дисперсности число контактов между грунтовыми частицами возрастает, что увеличивает сопротивление сжатию. Вместе с тем утончение гранулометрического состава повышает гидрофильность грунтов и, следовательно, потенциальную (при значительном увлажнении) возможность изменения объема при сжатии. Влияние гранулометрического состава на сжимаемость наиболее заметно при нарушении структуры грунта. Структурная прочность и малая пористость понижают относительную роль в сжимаемости грунтов факторов состава.

Грунты с высокой емкостью обмена при достаточном увлажнении содержат очень много рыхлосвязанной воды и способны при сжатии к значительной деформации. Сжимаемость зависит также от состава обменных катионов. Натриевые глины диспергированы и высокогидрофильны; в увлажненном состоянии они наиболее сжимаемы. Кальциевые глины микроагрегатны, сжимаемость их меньше, чем натриевых глин, зависит от степени увлажнения.

Простые соли в виде конкреции, различающихся по размеру, форме и прочности, увеличивают сопротивление сжатию. Повышенная минерализация поровых растворов вызывает процессы коагуляции, приводящие к микроагрегации грунта. Последние становятся адсорбционно малоактивными, сжимаемость их понижается и меньше зависит от степени увлажнения, скорость консолидации осадки возрастает.

Дисперсность и другие факторы, влияющие на гидрофильность грунтов, суммарно отражают влажность верхнего предела пластичности W_L . Чем она выше, тем больше дисперсен и гидрофилен грунт. При нарушенной структуре грунты с более высокими значениями W_L характеризуются повышенной начальной пористостью и более значительной сжимаемостью (рис. 39). Вместе с тем увеличение значения W_L затрудняет уплотняемость. Давление, необходимое для уплотнения грунтовой пасты до заданной пористости e_0 , увеличивается с повышением значения W_L : $P''' < P'' < P'$. Для грунтовых паст зависимость между коэффициентом сжимаемости и верхним пределом пластичности имеет линейный характер. Для грунтов естественного сложения зависимость между сжимаемостью и пористостью не всегда отчетлива вследствие влияния структурных связей.

Среди глинистых грунтов различают нормально уплотненные, переуплотненные и недоуплотненные. Нормально уплотненными считают грунты, пористость которых под природной нагрузкой соответствует пористости, определенной по кривой сжимаемости пасты с начальной влажностью W_L при той же нагрузке. Если пористость грунта естественного сложения больше пористости грунта при нормальном уплотнении, он находится в недоуплотненном состоянии, если меньше — в переуплотненном состоянии. Грунт оказывается в недоуплотненном состоянии, если, например, при перерыве в осадкообразовании влажность грунта уменьшается и он приобретает структурную прочность, которая препятствует процессу гравитационного уплотнения при последовавшем после перерыва накоплении осадков. Переуплотненное состояние создается вследствие усадочных явлений, уменьшения природного давления при удалении вышележающих пород в результате процесса денудации, снятия нагрузки вследствие таяния ледников, заполнения пор солями и вновь образовавшимися минералами.

Сжимаемость грунтов зависит от скорости загрузки и величины прилагаемой нагрузки — она возрастает с повышением скорости и при приложении более высоких ступеней нагрузки. Наименьшая сжимаемость достигается при последовательном медленном приложении небольших нагрузок с доведением общей нагрузки до некоторого конечного значения. В этом случае структурные связи нарушаются в минимальной степени и наиболее правильно моделируются условия загрузки грунта под сооружениями. Повышение скорости загрузки и более высокие ступени прилагаемого давления нарушают структурные связи и вызывают тиксотропное разуплотнение грунтов.

Некоторое влияние на сжимаемость оказывает температура. В интервале от 0 до 25° С вязкость воды уменьшается почти в два раза. Вода становится более подвижной, коэффициент фильтрации возрастает, что вызывает повышение скорости уплотнения грунта. Учет температурного фактора необходим при расчете осадков сооружений, выделяющих большое количество тепла, например доменных печей.

Значения модулей деформации глинистых грунтов приведены в СНиП II-15—74.

Сопротивление сдвигу τ — основная характеристика прочности грунтов. Показатели сопротивления сдвигу — сцепление C и угол внутреннего трения φ — используют для расчета устойчивости оснований сооружений, откосов котлованов, выемок, оползневых склонов. Вопрос о сопротивлении сдвигу глинистых грунтов сложен и разработан недостаточно. Сопротивление сдвигу как функцию нормального давления выражают обычно линейной зависимостью Кулона, хотя в действительности эта зависимость криволинейна, особенно при малых давлениях ($< 0,1$ МПа).

Относительная роль сцепления и внутреннего трения в прочности глинистых грунтов может быть различной. Для высокодисперсных обводненных глинистых грунтов внутреннее трение вследствие тонкости глинистых частиц и действия водноколлоидных пленок очень мало и сопротивление сдвигу зависит практически от сцепления. Большей частью сопротивление сдвигу определяется как внутренним трением, так и сцеплением. В глинистых грунтах часто находятся пылеватые и песчаные частицы. Относительное расположение их в зоне сдвига нарушается. На наличие внутреннего трения указывает то обстоятельство, что с увеличением нормального давления сопротивление сдвигу, как правило, возрастает. Сцепление как часть сопротивления сдвигу по своей физической сущности мало зависит от нормального давления.

В аналитических целях сопротивление сдвигу расчленяют на внутреннее трение τ_{φ} и сцепление C . В эти показатели не следует вкладывать строго определенный физический смысл, под ними понимают эмпирические параметры линейной зависимости Кулона, т. е. соответственно угловой коэффициент прямой и отрезок, отсекаемый продолжением прямой на оси ординат.

Сопротивление сдвигу глинистых грунтов зависит от многих факторов (текстура, состав, влажность и др.). Влияние текстуры сказывается в том, что слоистые глины характеризуются анизотропией прочностных свойств — сопротивление сдвигу их параллельно слоистости меньше, чем перпендикулярно слоистости. Макро- и микротрещиноватость значительно (вплоть до нуля) понижает сопротивление сдвигу, а наличие включений и конкреций — повышает.

Сопротивление сдвигу существенно зависит от состава и состояния глинистых грунтов. С увеличением дисперсности сопротивление сдвигу повышается, так как силы сцепления возрастают.

Относительная роль внутреннего трения и сцепления в сопротивлении сдвигу зависит от гранулометрического состава грунтов. По мере огрубения состава грунтов (при переходе от глин к супесям), находящихся в одной и той же консистенции, угол внутреннего трения их увеличивается, а сцепление уменьшается. (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

Ориентировочные расчетные показатели сопротивляемости сдвигу глинистых грунтов (по Н. Н. Маслову)

Состояние породы (консистенция)	Глины		Суглинки		Супеси	
	φ°	C, МПа	φ°	C, МПа	φ°	C, МПа
Твердая	22	0,100	25	0,06	28	0,020
Полутвердая	20	0,060	23	0,040	26	0,015
Тугопластичная	18	0,040	21	0,025	24	0,010
Мягкопластичная	14	0,020	17	0,015	20	0,005
Текучепластичная	8	0,010	13	0,010	18	0,002
Текучая	6	0,005	10	0,005	14	0,000

С повышением содержания монтмориллонитовых минералов влажность грунтов возрастает, что влечет за собой понижение сопротивления сдвигу грунтов. Добавки бентонитовых глин к пескам в большей мере понижают показатели сдвига, чем добавки каолина. Относительное значение внутреннего трения и сцепления в глинистых грунтах одной и той же консистенции, но различающихся по минеральному составу, неодинаково. Сопротивление сдвигу монтмориллонитовых глин определяется преимущественно силами сцепления; в мало гидрофильных глинах более значительную роль в сопротивлении сдвигу играет внутреннее трение. Примесь органических веществ повышает гидрофильность грунтов, способствует лучшему скольжению частиц, что понижает сопротивление сдвигу.

Влияние емкости поглощения и состава обменных катионов наиболее заметно в условиях высокой влажности. При малой влажности прочность и сопротивление сдвигу натриевых глин вследствие повышения сил сцепления являются высокими. Наоборот, в условиях значительного увлажнения очень рыхлосвязанная вода экранирует силы межчастичного притяжения, что влечет за собой резкое уменьшение прочности. При насыщении двух- и трехвалентными катионами происходит микроагрегация тонкодисперсных частиц, и зависимость сопротивления сдвигу от степени увлажнения становится менее заметной.

Экспериментальные данные о влиянии состава обменных катионов на сопротивление сдвигу паст гидрослюдистой глины [Rosenquist, 1962] показывают, что с повышением радиуса катиона, насыщающего грунт, прочность глинистых паст возрастает, так как способность обменных катионов к гидратации понижается.

В присутствии свободных легкорастворимых солей или высокоминерализованных поровых растворов пленки связанной воды имеют небольшую мощность, тонкодисперсные частицы скоагулированы, при выпадении солей из поровых растворов возникают жесткие связи. При выщелачивании гидрофильность засоленных глинистых грунтов восстанавливается, пленки связанной воды утолщаются, вследствие чего сопротивление сдвигу резко понижается. В условиях естественного залегания существенно глинистые грунты водонепроницаемы и поэтому прямое выщелачивание их затруднено.

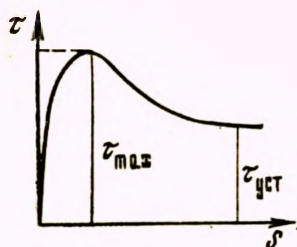


Рис. 40. Зависимость между сопротивлением сдвигу τ и деформацией сдвига S

С повышением пористости — влажности водонасыщенных глинистых грунтов сопротивление сдвигу уменьшается. Влажность наряду со структурной прочностью определяет консистенцию глинистых грунтов, существенно влияющую на сопротивление сдвигу. При полной водонасыщенности повышение влажности возможно только (при подтоке воды) в процессе набухания. Нарушение естественного сложения вызывает утолщение пленок рыхлосвязанной воды за счет капиллярной и иммобилизованной свободной воды, что влечет за собой снижение прочности грунтов.

Сопротивление сдвигу зависит от структурной прочности глинистых грунтов, формирующейся при седиментации и в процесс диагенеза. При нарушении естественного сложения сопротивление сдвигу обычно понижается, но иногда и возрастает (при увеличении плотности сложения грунта). В тяжелых суглинках и глинах, имеющих высокую пористость и мягкопластичную или скрытотекучую консистенцию, преобладают обычно коагуляционные связи. Сопротивление сдвигу в этом случае зависит главным образом от сцепления. В грунтах с конденсационно-кристаллизационными связями относительная роль внутреннего трения в прочности на сдвиг после нарушения естественного сложения повышается.

Влиянием структурной прочности объясняется характер зависимости между сопротивлением сдвигу τ и деформацией сдвига S (рис. 40). Как видно из рисунка, сопротивление сдвигу увеличивается до максимальной величины τ_{max} , а затем по мере преодоления структурной прочности падает до постоянной установившейся величины ($\tau_{уст}$). Чем больше выражена структурная прочность грунта, тем больше отношение τ_{max} ; $\tau_{уст}$. В глинах со значительной структурной прочностью это отношение достигает 2—2,5. Подобная зависимость, но в более сглаженной форме отмечается и для грунтовых паст после их некоторого «отдыха», в течение которого происходит тиксотропное упрочнение.

Разработан ряд методик определения сопротивления грунтов сдвигу. Выбор той или иной из них связан с необходимостью моделирования условий работы грунта во взаимодействии с соору-

жениями. Показатели сопротивления сдвигу существенно зависят от методики их определения. Поэтому, приводя эти показатели, необходимо указывать методику их определения.

Сопротивление сдвигу определяют на одноплоскостных сдвижных приборах и на приборах трехосного сжатия (стабилометрах). Широкое распространение получили также совмещенные испытания, при которых показатели сдвига определяют, например, в результате опытов на одноосное сжатие и пенетрацию различными законечниками, на пенетрацию и вращательный срез. Определение сопротивления сдвигу грунтов с помощью сдвижных приборов проводят обычно по двум схемам.

Схема I. Сдвиг грунта производится после окончания уплотнения при вертикальных нагрузках, под которыми происходило уплотнение. Сдвиг по этой схеме называется нормальным, а также «эффективным», «дренированным», «сдвигом при открытой системе».

Схема II. Сдвиг производится сразу же после приложения к грунту вертикальных нагрузок P_1, \dots, P_n . Уплотнение грунта при этом является минимальным и, следовательно, пористость и влажность его в процессе сдвига должны оставаться практически неизменными. Эта схема, называемая «сдвигом недоуплотненных образцов» («нейтральным сдвигом», «сдвигом неконсолидированно-недренированным», «сдвигом при закрытой системе»), наиболее осуществима в стабилометрах, так как они позволяют исключить дренирование образцов грунта.

Иногда испытания производят по схеме «сдвига переуплотненных образцов». В этом случае грунт уплотняют (до полной консолидации) под некоторой максимальной нагрузкой P_n . Сдвиг ведется под вертикальными нагрузками (P_1, P_2, \dots), более низкими, чем P_n , или без нагрузок.

Пластично-вязкие свойства и способность к тиксотропным изменениям обуславливают зависимость сопротивления сдвигу глинистых пород от продолжительности сдвига. Сдвиговые деформации глинистых пород близки по своей природе к течению вязких жидкостей. Глинистые породы способны к деформациям сдвига под действием незначительной, но действующей длительное время нагрузки (явление ползучести).

При медленном сдвиге предварительно уплотненных образцов (схема I) сопротивление сдвигу всегда выше, чем при быстром сдвиге недоуплотненных или частично уплотненных образцов грунта (схема II). Наибольшее сопротивление сдвигу достигается при методике «сдвиг переуплотненных образцов».

В зависимости от условий испытаний получают заметно различающиеся между собой показатели сдвига. Для ответственных сооружений необходим особо тщательный выбор схемы испытаний на сдвиг, исходя из принципа моделирования предполагаемых условий работы грунта. Значения φ и C должны быть статистически обоснованы.

При испытаниях по схеме I сопротивление сдвигу определяют при различной пористости и влажности грунта под каждой из вертикальных нагрузок. В этом случае показатели сдвига не связаны с определенным физическим состоянием грунта. Испытания проводят по схеме I в тех случаях, когда уплотнение грунта под вертикальными нагрузками происходит быстро, например, при строительстве на легких (супесчано-суглинистых) грунтах. В таких условиях прочность возрастает по мере уплотнения грунта под нагрузкой от возводимого сооружения. Значения показателей сдвига, полученных по схеме I в зависимости от консистенции I_L и коэффициента пористости e грунтов, приведены в СНиП II-15—74.

Схему II («сдвиг недоуплотненных образцов») применяют в тех случаях, когда необходимо моделировать сопротивление сдвигу в условиях быстро нарастающей нагрузки (заполнение шлюзов водой, загрузка силосных башен зерном и т. п.), а также для тех глинистых грунтов, увеличение прочности которых вследствие длительности процесса консолидации отстает от нагрузки, относительно быстро нарастающей при строительстве сооружений.

Испытания по схеме «сдвиг переуплотненных образцов» целесообразно применять для грунтов, находившихся ранее под большей нагрузкой, чем природное давление, т. е. в тех случаях, когда выявлено естественное переуплотнение грунта в течение его геологической истории*.

Сцепление C глинистых грунтов можно рассчитать по данным опытов на одноосное сжатие, принимая $C = \sigma_{сж}/2$, где $\sigma_{сж}$ — предел прочности на одноосное сжатие. Такой способ дает для полутвердых и переуплотненных глин завышенные значения сцепления (по сравнению со сцеплением, получаемым при опытах на сдвижных приборах) и поэтому требует учета угла внутреннего трения. Для макро- и микротрещиноватых глин указанный метод не применим, так как образцы разрушаются при весьма малом давлении.

Для определения прочностных свойств используют результаты опытов по погружению в грунты штампов преимущественно конической формы. Погружение в грунт под той или иной нагрузкой конуса прекращается тогда, когда вызываемые им напряжения уравновешиваются силами связи между структурными элементами грунта. Результаты испытаний выражают через удельное сопротивление пенетрации, определяемое по формуле $R = P/h^2$, где P и h — соответственно нагрузка на конус и глубина его погружения. До некоторой глубины погружения конуса, называемой активной $h_{акт}$, грунт испытывает пластические деформации сдвига, приводящие к возникновению предельного состояния, т. е. разрушению и выпору грунта. Поэтому пенетрационные испытания необходимо проводить на глубину более $h_{акт}$ с целью получения постоянного значения удельного сопротивления пенетрации [Богданов,

* Вопросы выбора методики определения сопротивления грунтов сдвигу подробно рассмотрены Р. Э. Дашко и А. А. Каганом [1977].

1976]. В. Г. Березанцев [1955] впервые связал результаты пенетрационных испытаний со сцеплением грунтов C :

$$C = K_{\varphi} R,$$

где K_{φ} — коэффициент пропорциональности, зависящий от угла внутреннего трения грунта и угла заострения конуса.

Экспериментальные данные показывают существенные отличия величины K_{φ} от тех его значений, которые получены на основании теоретических решений В. Г. Березанцева, а также других авторов. В табл. 17 приведены значения коэффициентов K_{φ} для наиболее широко применяемых конических штампов, основанные на значительном количестве опытных данных.

Выявлено, что существует связь между результатами испытаний конусами с разными углами α при вершине, которая выражается переходным коэффициентом $K_{\alpha} = R_{30}/R_{\alpha}$, где R_{30} и R_{α} — удельные сопротивления пенетрации конусами R_{α} с углами заострения 30° и α , и углом внутреннего трения. Это обстоятельство позволяет определять φ и C по пенетрационным испытаниям двумя конусами,

Таблица 17
Значения K_{φ} и K_{α} . По Е. Н. Богданову [1976а]

φ	K_{φ} для конуса с углом α				K_{α} для конуса с углом α		
	30°	45°	60°	90°	45°	60°	90°
0	0,650	0,361	0,234	0,112	0,559	0,359	0,173
10	0,380	0,193	0,115	0,049	0,508	0,303	0,129
20	0,222	0,102	0,057	0,021	0,461	0,255	0,096
30	0,130	0,054	0,028	0,0093	0,418	0,215	0,072

Для определения φ и C связных грунтов по результатам пенетрационных испытаний необходимо: 1) установить удельное сопротивление пенетрации R_{30} и R_{α} ; 2) определить $K_{\alpha} = R_{30}/R_{\alpha}$; 3) по значению K_{α} , используя данные табл. 17, найти угол внутреннего трения φ ; 4) для данного φ по табл. 17 определить значение коэффициента пропорциональности K_{φ} ; 5) определить величину сцепления C из уравнения $C = K_{\varphi} R_{30}$.

Тиксотропные свойства. Под тиксотропией понимают изометрически обратимый под влиянием механического воздействия переход геля в золь и обратно (золь \rightleftharpoons гель) после прекращения воздействия. Тиксотропное упрочнение (золь \rightarrow гель) происходит с течением времени и сопровождается структурообразованием, иммобилизацией воды в порах структурной сетки, повышением прочности. Тиксотропные явления характерны также для дисперсных грунтов, содержащих минимальное количество глинистых частиц и находящаяся преимущественно в пластичной консистенции.

При нарушении структурных связей грунта в результате механического воздействия (вибрация, динамические нагрузки, знако-

переменные давления и т. п.) тиксотропное разупрочнение может быть полным (разжижение) или частичным (размягчение). Тиксотропное упрочнение, наблюдаемое после нарушения структуры, обусловлено восстановлением и увеличением количества связей, а также упрочнением связей с течением времени.

Тиксотропные изменения наиболее присущи грунтам с коагуляционными связями. Связь между частицами и механическая прочность уменьшаются по мере увеличения влажности грунта. Водные прослойки облегчают обратимость и полную восстанавливаемость коагуляционных связей, которые называют также тиксотропно обратимыми. Однако способностью к тиксотропным изменениям обладают в той или иной мере все глинистые грунты. Интенсивность тиксотропных изменений в каждом конкретном случае определяется сочетанием внутренних факторов (гранулометрический и минеральный состав, состав обменных катионов, влажность и др.), влияющих на количество физически связанной воды, и внешних (величина и интенсивность статического давления, перемещения, вибрации и др.).

Монтмориллонитовые глины в наибольшей мере обладают способностью к образованию рыхлой структурной сетки и иммобилизации в ее порах свободной воды. Поэтому тиксотропные изменения в них происходят интенсивнее, чем в гидрослюдистых глинах и каолинах. С увеличением количества глинистых частиц грунты становятся более тиксотропными. Чистые пески нетиксотропны. Грунты, содержащие органические вещества, обладают повышенной способностью к тиксотропным изменениям. С увеличением емкости обмена и при насыщении грунта одновалентными катионами способность к тиксотропным превращениям возрастает; насыщение Ca^{2+} и другими двух- и трехвалентными катионами оказывает обратное действие.

Часто полагают, что минимальной влажностью, при которой возможны тиксотропные изменения, является нижний предел пластичности. Однако это не так. Даже полутвердые глинистые грунты тиксотропны при интенсивном на них воздействии. Характер тиксотропных изменений в грунтах различной консистенции неодинаков [Гуменский и Новожилов, 1961].

При текучей (точнее скрытотекучей) консистенции образование коагуляционных связей происходит по углам и ребрам грунтовых частиц как наименее гидратированным участкам. Образуются малопрочные, рыхлые структуры с большим количеством иммобилизованной свободной воды. Тиксотропное упрочнение происходит вследствие увеличения числа контактов между грунтовыми частицами, а в дальнейшем за счет повышения прочности между частицами при утончении водных пленок. Нарушение структуры, например при резком повышении статического давления, динамических нагрузок, работе вибраторов, вызывает «растекание», иммобилизованной свободной воды и утолщение пленок воды на грунтовых частицах, при этом прочность грунта резко понижается и он разжижается.

При пластической консистенции сцепление между грунтовыми частицами осуществляется главным образом по базальным плоскостям, покрытым слоем физически связанной воды. Первоначальное тиксотропное упрочнение достигается быстро. С течением времени водные пленки утончаются и прочность грунта в результате коагуляционного сцепления повышается. При пластической консистенции грунта образуются структуры более плотные, чем при текучей консистенции, но и в них содержится некоторое количество иммобилизованной свободной воды.

В грунтах полутвердых размягчение и разжижение возможно лишь при интенсивной вибрации, обеспечивающей переход части физически связанной воды в свободную, играющую роль смазки. Более равномерная гидратация частиц обуславливает резкое повышение прочности грунта. По прекращении вибрации грунт быстро переходит из разжиженного состояния в твердообразное.

Тиксотропные свойства грунтов можно в известных пределах регулировать. На практике этим пользуются, например, для улучшения свойств буровых глинистых растворов. Добавки пластифицирующих реагентов (лигносульфонаты, сульфитно-спиртовая барда и др.) определенной концентрации в буровой глинистый раствор существенно изменяют его вязкость, предельное сопротивление сдвигу, способность к тиксотропии.

О потенциальной способности грунтов к тиксотропии можно судить по коэффициенту структурной прочности $K_{с.п.}$, который определяют как отношение прочности грунта при естественном сложении $P_{ест}$ к прочности при нарушении сложения $P_{нар.}$. Для грунтов с коагуляционной структурой чем выше значение этого коэффициента, тем интенсивнее происходят тиксотропные изменения. Тиксотропное разупрочнение возможно лишь после преодоления структурной прочности грунта $P_{стр.}$. В случае знакопеременных давлений (нагрузка — разгрузка) или частых безударных нагрузок, которые испытывают, например, грунты в основаниях дорог, структурная прочность составляет 20—80% от структурной прочности, определенной в статических условиях. При динамических воздействиях все глинистые грунты в той или иной мере тиксотропны. Степень тиксотропного разупрочнения зависит от соотношения между структурной прочностью при динамических воздействиях и величиной динамической нагрузки, ее амплитудой и частотой. Процесс разупрочнения не мгновенен, он также протекает во времени.

Кинетику тиксотропных превращений изучают методом конического штампа с помощью приборов одно- и трехосного сжатия, а также другими способами. При исследованиях методом конуса прочность грунта выражают через удельное сопротивление пénéтрации конуса R (в МПа)

$$R = \frac{P}{h^2},$$

где P — нагрузка на конус, H ; h — глубина погружения конуса, м.

В коагуляционных структурах наблюдается практически полное восстановление исходной прочности естественного грунта (рис. 41, а). Однако обычно в грунтах характер структурных связей смешанный, и поэтому полного восстановления структурной прочности не происходит (рис. 41, б). Чем в большей степени проч-

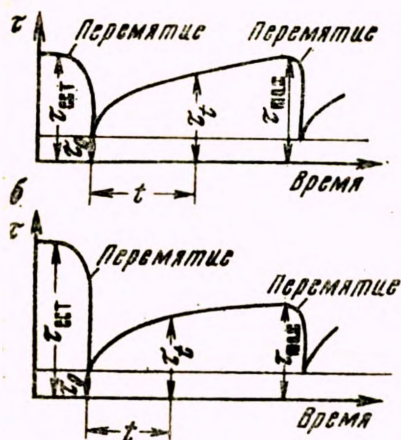


Рис. 41. Восстановление прочности в тиксотропном (а) и частично тиксотропном (б) грунтах:

$\tau_{\text{ест}}$ — сопротивление сдвигу грунта естественного сложения; τ_0 — сопротивление сдвигу сразу после нарушения сложения (перемятия) грунта; τ_t — сопротивление сдвигу через время t после перемятия грунта; τ_{max} — максимальное сопротивление сдвигу после завершения тиксотропного упрочнения грунта

ность обусловлена конденсационно-кристаллизационными связями, тем менее выражены тиксотропные свойства грунта.

Тиксотропное упрочнение глинистых грунтов приближенно описывается экспоненциальным законом

$$K_t = K_{\text{max}} (1 - e^{-nt}),$$

где K_t — относительное упрочнение в момент времени t ; K_{max} — максимальное относительное тиксотропное упрочнение; e — основание натуральных логарифмов; n — коэффициент, зависящий от свойств грунта и характеризующий скорость затухания тиксотропного упрочнения.

Процесс упрочнения характеризуется кривыми кинетики упрочнения, а также величинами абсолютного упрочнения ΔR и максимального относительного тиксотропного упрочнения K_{max}

$$\Delta R = R_t - R_{\text{min}}$$

и

$$K_{\text{max}} = \frac{R_{\text{max}} - R_{\text{min}}}{R_{\text{min}}},$$

где R_{max} — удельное сопротивление пенетрации после окончания тиксотропного упрочнения; R_t — то же, через время t после нарушения структуры; R_{min} — то же, сразу же после нарушения структуры (при $t \rightarrow 0$).

Экспериментальные данные одного из опытов по определению тиксотропного упрочнения глинистого грунта приведены на рис. 42. Как видно из рисунка, удельное сопротивление пенетрации зависит от исходной влажности грунтовой пасты.

Тиксотропия грунтов изучена еще не полностью, хотя, несомненно, она имеет большое практическое значение. Тиксотропными превращениями объясняется размягчение и разжижение глинистых грунтов при многообразных воздействиях (вибрация, знакопеременные нагрузки, ультразвук и др.), которые могут быть

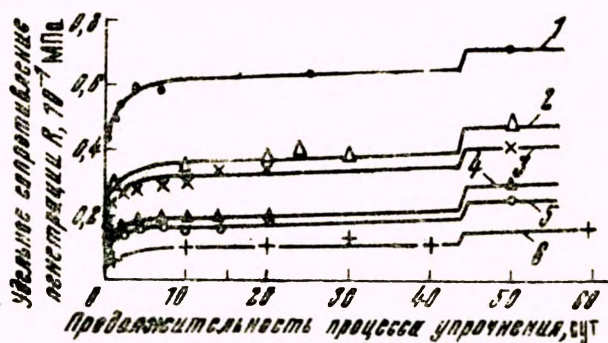


Рис. 42. Кинетика тиксотропного упрочнения пасты тортонской глины (Предкарпатье): Цифры у кривых — номера опытов с пастой различной влажности (в %): 1 — 30; 2 — 37; 3 — 46; 4 — 50; 5 — 57; 6 — 85. Влажность грунта W_L при верхнем пределе пластичности 65%

причиной недопустимых деформаций оснований различных сооружений. Тиксотропные явления играют также важную роль в образовании наземных и подводных оползней.

С другой стороны, тиксотропное упрочнение во времени повышает прочность некоторых типов грунтов и его следует учитывать при проектировании земляного полотна автомобильных и железных дорог, откосов каналов, отвалов грунта карьеров, свайных фундаментов. Тиксотропные явления особенно важны для грунтов скрытотекучей консистенции, прочность которых обусловлена преимущественно коагуляционными связями (илы, глины старичные, ленточные и др.).

Реологические свойства * грунтов проявляются в форме ползучести, т. е. в медленном нарастании деформаций во время при постоянном напряжении и в форме релаксации напряжений, т. е. в их уменьшении с течением времени при некоторой фиксированной деформации. Релаксация объясняется частичным переходом упругой деформации в необратимую и усилением связей между грунтовыми частицами. Ползучесть грунтов обычно исследуется применительно к деформациям сжатия и сдвига.

Деформации, обусловленные выжиманием воды из пор глинистого грунта, связаны с потерей массы, поэтому к ползучести они не относятся. После завершения фильтрационной консолидации заметно проявляются деформации ползучести, происходящие за счет упорядочения структуры. Таким образом, фильтрационные

* Раздел «Реологические свойства» составлен совместно с В. П. Сипидиным.

явления преобладают сразу после приложения нагрузки, а конечная стадия развития деформаций всегда определяется ползучестью скелета.

В развитии деформаций во времени под действием постоянной нагрузки τ выделяют несколько стадий. На рис. 43 схематично изображена зависимость относительной деформации λ от времени t для двух образцов грунта, к которым прилагались постоянные касательные нагрузки τ_1 и τ_2 , причем $\tau_1 > \tau_2$. Первая стадия (участки $0-1$ и $0-1'$ на кривых I и II) характеризует условно мгновенную деформацию, соответствующую моменту загрузки ($t \rightarrow 0$). Далее наступает стадия неустановившейся ползучести (вторая стадия), на протяжении которой скорость деформации уменьшается (участки $1-2$ и $1'-2'$ на кривых). Следующая третья стадия (участки $2-3$ и $2'-3'$ на кривых) характеризуется постоянной скоростью деформирования.

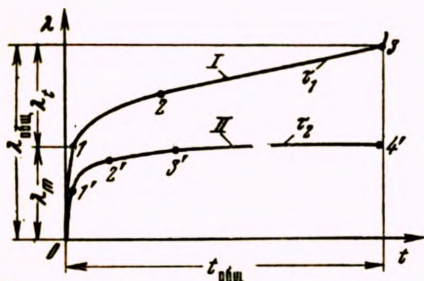


Рис. 43. Зависимость между относительной деформацией λ и временем приложения касательного напряжения t .

τ_1 и τ_2 — касательные напряжения ($\tau_1 > \tau_2$);
 $\lambda_{\text{общ}}$ — общая относительная деформация;
 λ_m — условно-мгновенная деформация; λ_t — вязко-пластическая относительная деформация; t — время протекания общей относительной деформации

ется постоянной скоростью деформирования.

На третьей стадии развития деформаций при небольшой приложенной нагрузке через некоторое время рост деформаций прекращается (участки $3'-4'$ на кривой II), что указывает на затухающую ползучесть. При значительной нагрузке (кривая I) нарастание деформации не прекращается, что приводит к разрушению грунта (точка 3). Общая относительная деформация $\lambda_{\text{общ}}$ складывается из деформации условно-мгновенной λ_m и вязкопластической λ_t , происходящей за время, близкое к $t_{\text{общ}}$. Для одного и того же грунта различные стадии деформации зависят от величины приложенной нагрузки. Вместе с тем протекание деформаций во времени зависит и от структурных особенностей грунтов: увеличение прочности в процессе сдвига вызывает затухание деформации и, наоборот, уменьшение прочности при сдвиге способствует разрушению грунта.

Из рис. 43 следует, что от величины нагрузки зависит время наступления и сама возможность разрушения грунта. В связи с этим возникло понятие о длительной прочности. Под длительной прочностью обычно понимают напряжение, при котором обеспечивается прочность грунта в заданный длительный период времени. Сравнение длительной прочности со стандартной, за которую обычно принимают условно-мгновенную прочность, т. е. результаты испытаний по способу неконсолидированно-недренированного сдвига, свидетельствуют о том, что длительная прочность для плотных водонасыщенных глинистых грунтов составляет 40—80% от стандартной прочности. За последнюю могут быть также при-

няты результаты испытаний по методике медленного консолидированного сдвига [Флорин, 1961]. При этих испытаниях длительная прочность слабых водонасыщенных грунтов нередко превышает стандартную. Это обстоятельство объясняется тем, что процесс разрушения связей при сдвиге компенсируется увеличением прочности за счет большей ориентированности частиц и роста числа контактов.

При определении деформаций грунтов во времени принимают, что поведение их удовлетворительно описывается некоторой реологической моделью обычно вязкопластичной или упругопластичной среды. Применительно к модели определяют характеристики ползучести и проводят расчет.

Деформации ползучести свойственны различным грунтам, но в наибольшей степени они типичны для глин. При горизонтальных деформациях глинистые грунты часто рассматриваются как вязкопластичное тело Шведова—Бингама, деформации которого описываются зависимостью

$$\tau - \tau_0 = \eta \frac{d\lambda}{dt},$$

где τ — касательное напряжение, возникающее в грунте; τ_0 — порог ползучести, т. е. касательное напряжение, при превышении которого возникают явления ползучести; $\frac{d\lambda}{dt}$ — скорость деформации сдвига; η — коэффициент вязкости.

Величина τ_0 является в известной мере условной, так как и при $\tau < \tau_0$ происходят очень небольшие деформации сдвига. Однако эта величина экспериментально выявляется достаточно четко. Коэффициент вязкости, являющийся мерой внутреннего трения вязкой среды, в данном случае рассматривается как характеристика ползучести. В расчетных схемах он принимается увеличивающимся во времени [Маслов, 1968] либо постоянным [Будин, 1977].

При расчете (с учетом ползучести) вертикальных деформаций грунта, например при исследовании уплотнения ядра плотины, обычно используют модель упруговязкой среды [Флорин, 1961]. Эту же модель можно применять и для расчета горизонтальных деформаций.

Отмеченные выше две простейшие модели весьма схематично описывают реальные процессы. Существуют и более сложные реологические модели для описания ползучести [Шукле, 1973; Будин, 1977]. Каждый из расчетных методов предусматривает свою систему характеристик ползучести; число характеристик может быть различным, иногда ограничиваются небольшим числом характеристик ползучести (в приведенном выше случае — коэффициентом вязкости и порогом ползучести). Методика экспериментального определения характеристик ползучести разработана еще недостаточно. Эти характеристики, по-видимому, не инвариантны (так же, как, например, модуль деформации) относительно способа определения величины и особенностей напряженного состояния.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Глины разнообразны по происхождению, составу и свойствам. Разнообразие глин зависит преимущественно от следующих факторов: а) состава материнских пород; б) физико-географических, физико-химических условий и продолжительности выветривания; в) физико-географических особенностей и физико-химических условий среды седиментации.

Продукты выветривания обычно подвергаются в той или иной степени переносу. Растворимые продукты выветривания переносятся наиболее часто водным путем, а именно: а) водой, двигающейся по капиллярам к свободным поверхностям (обнажениям, стенкам трещин и т. п.), на которых скапливаются соли в виде «солевого выпота»; б) инфильтрующимися атмосферными осадками; в) водами поверхностного стока, поставляющими продукты выветривания в реки, озера и моря.

Перенос продуктов выветривания, как правило, комбинированный, при этом относительная роль тех или иных транспортирующих агентов может быть различной. Перенос осуществляется в виде растворов простых солей, коллоидных и молекулярных растворов комплексных солей органических кислот. Составные части растворов выпадают в осадок при увеличении их концентрации, изменении температуры или реакции среды. Следы выпадения солей представлены окремнелыми корками и побурением на стенках трещин и других поверхностях пород.

По генезису глины разделяют на элювиальные, аллювиальные, делювиальные, дельтовые, озерные и морские.

Элювиальные глинистые породы

При выветривании образуется элювий как один из генетических типов рыхлых отложений и вместе с тем подготавливается материал для пород иного генетического типа. В коре выветривания алюмосиликаты и силикаты неустойчивы и разрушаются при выветривании. Первичные минералы в состоянии измельчения устойчивы лишь до определенного размера (примерно 0,002—0,001 мм), соответствующего граничному диаметру между пылевой и глинистой фракциями. Минеральные частицы соответствующего состава постепенно полностью переходят в глинистые минералы, являющиеся продуктами физико-химических и химических реакций зоны выветривания. Глинистые минералы возникают при стадийном преобразовании первичных алюмосиликатов, реже путем непосредственного соединения SiO_2 , Al_2O_3 и других компонентов, находящихся в молекулярном и коллоидальном состоянии. Важным источником поступления глинистых минералов является размыв кор выветривания и древних глинистых отложений.

Интенсивность и характер процессов выветривания, протекающих в земной коре, различны в зависимости от физико-географических условий. При влажном и жарком климате образуются

каолинитовые и гидромусковитые глины с примесью полуторных окислов. В условиях сухого и полусухого климата состав глин монтмориллонитовый, гидрослюдистый и смешанный.

В типичных минералах глин — гидрослюде, монтмориллоните и каолините — отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 \geq 2$. Процесс выветривания, при котором образуются эти глинистые минералы, называется каолинизацией или сиааллитизацией. При определенных условиях происходит разрушение каолиновой молекулы. Продукты разрушения ее (гидраты кремнезема и полуторные окислы) частично уносятся водой, но главным образом остаются на месте в виде гелей и коагелей, образуя так называемые аллофаны, в которых отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2$. Этот процесс называется латеритизацией или аллитизацией. Латеритные образования типичны для районов с жарким и влажным климатом; в условиях умеренно влажного климата выветривание протекает медленно, поэтому латериты встречаются редко. Каолинизация и латеритизация — два последовательных этапа единого процесса выветривания.

Среди элювиальных образований различают остаточные глины разложения и остаточные глины выщелачивания. Первые образуются при химическом выветривании, продукты которого остаются на месте залегания материнских пород. Распространенными минералами, дающими при выветривании глинистые продукты, являются полевые шпаты и слюды. Таким образом возникают глинистые накопления на поверхности изверженных и метаморфических пород. Остаточными глинами разложения являются, например, первичные каолины кор выветривания. Мощность остаточных глин разложения различна. В субтропиках она достигает иногда нескольких сотен метров. Форма залегания плащеобразная. Такую форму имеет, в частности, каолинитовая кора выветривания Южно-Украинского кристаллического щита.

Остаточные глины выщелачивания распространены в областях развития глинистых известняков, доломитов и мергелей. При инфильтрации воды карбонатные породы лишаются растворимого CaCO_3 , оставляя на месте нерастворимый в воде глинистый остаток. Нередко известняки за счет выщелачивания карбонатов относительно обогащаются глинистым материалом и переходят в слабые мергели. К остаточным глинам выщелачивания относится красноцветная кора выветривания на известняках (*terra rossa*). Для этих глин характерен сложный минеральный состав. Они выполняют в виде глинистого остатка различные углубления (карманы, воронки и т. п.), образовавшиеся вследствие неравномерного растворения карбонатных пород по преимущественным путям фильтрации. Такие элювиальные глины тонкодисперсны, неслоисты, содержат уцелевшие кусочки материнской породы и кремнистые конкреции.

Исходные породы существенно влияют на состав и свойства элювиальных глин. Выветривание гранитов приводит к образованию каолинов высокого качества. Каолины из габбро и лабрадоритов хуже по качеству ввиду более высокого содержания в них

углекислого кальция, окислов титана и железа. Из ультраосновных пород возникают преимущественно нонтронитовые и собственно монтмориллонитовые глины. В условиях щелочной среды при подводном выветривании трахиандезитов, андезитов и порфиритов образуются бентонитовые глины.

Элювиальные глины образуются также при выветривании некоторых осадочных пород. Так, аркозовые песчаники, вулканические туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии под действием циркулирующих поверхностных и грунтовых вод или вследствие подводного выветривания превращаются в разнообразные по минеральному составу глины, отличающиеся наличием остаточных реликтовых структур исходных пород.

В присутствии K^+ образуются гидрослюды, а Mg^{2+} и Ca^{2+} — монтмориллонит. Каолинит возникает лишь после того, как удален из сферы реакции весь Ca^{2+} . Элювиальные глины, слагающие коры выветривания, имеют мономинеральный или олигомиктовый состав и разделяются по составу глинистых минералов на три основные группы: каолинитовые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые. Реже встречаются глины, в которых преобладают другие глинистые минералы (глины аллофановые, монотермитовые и др.). Наиболее изучены каолины и монтмориллонитовые глины, так как они используются как промышленное сырье.

Каолины — тонкодисперсные светло-, реже пестро- и красноокрашенные глины, в которых химический состав фракции менее 0,002 мм соответствует примерно формуле каолинита — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Кроме каолинита в них присутствуют и другие минералы каолинитовой группы. Содержание гидрослюд в нечистых каолинах достигает 30—40%. В незначительном количестве находятся кварц, полевой шпат, окислы железа, циркон и др. Каолины образуются на поздней стадии выветривания в условиях кислой среды из любых пород, содержащих алюмосиликаты (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, аркозовые песчаники и др.).

Различают каолины элювиальные (первичные), переотложенные и аутигенные. Элювиальные каолины характеризуются значительной мощностью, широким площадным распространением и приуроченностью к древним корам выветривания (преимущественно гранитоидов). Мощность этих каолинов до 100 м и более, запасы их огромны. Для элювиальных каолинов характерны примесь гидрослюд и кварца, огрубение состава книзу разреза и постепенный переход через дресвяно-щебнистую зону в кристаллические породы.

Переотложенные водой каолины залегают в форме линз и пластов пород среди озерно-аллювиальных и болотных фаций. Эти каолины характеризуются незначительным количеством гидрослюд и первичных минералов, слоистостью, резкой границей и отсутствием генетической связи с подстилающими породами.

Аутигенные каолины образовались при синтезе геолообразных SiO_2 и Al_2O_3 . Об этом свидетельствует их гелевая и ооидная

структура, весьма высокая дисперсность (частиц $< 0,001$ мм до 98—99%), оптическая изотропность, наличие тонкодисперсного глинозема, раковистый излом.

Плотность каолинов 2600—2620 кг/м³; примеси слюды, железистых минералов и рутила повышают значение этого показателя. Объемная масса 1800—2200 кг/м³. Цвет чистых каолинов в сухом состоянии белый с оттенками; при увлажнении интенсивность окраски увеличивается. Красно-бурую и пеструю окраску придают каолину гидраты окислов железа, марганца, титана и их безводные соли. Органические вещества окрашивают каолины в серый цвет. Белый цвет является важным показателем пригодности каолина для использования в бумажной и керамической промышленности.

Огнеупорность — ценное свойство каолина. При количестве примесей менее 3% огнеупорность равна 1750—1770° С, по мере повышения содержания примесей огнеупорность падает. Каолинит обладает низкой способностью к реакциям гидратации и обмена. Пластичность каолина меньше, чем других глин, однако высокодисперсные каолины имеют пластичность, достаточную для применения их в качестве промышленного сырья.

В инженерно-геологическом отношении каолины изучены слабо. Наиболее исследованы породы каолиновой коры выветривания Украинского кристаллического щита [Туровская, 1959]. Кора выветривания подразделяется на три зоны: верхнюю, представленную каолинитом, среднюю, состоящую из каолинита, кварца и полевых шпатов, и нижнюю, сложенную древесняным материалом. В инженерно-геологическом отношении наибольший интерес представляют состав и свойства каолинов верхней зоны, обладающих полосчатой текстурой, создаваемой чередованием светлоокрашенных псевдопесчаных с более темноокрашенными глинистыми слоями; мощность слоев 10—30 см.

По гранулометрическому составу псевдопесчаные и глинистые слои различаются мало: содержание фракции менее 0,005 мм колеблется от 13,5 до 33,8%, а фракции более 0,1 мм — 30—40% и более. В этих слоях главными минералами являются каолинит и кварц. Различие между слоями заключается в том, что в псевдопесчаных слоях присутствуют крупные (до 1 мм и больше) чешуйки каолинита и изотропный тонкозернистый материал, а глинистые слои состоят из тонкочешуйчатого каолинита.

Крупночешуйчатый каолинит характеризуется более жесткими слоями, чем тонкочешуйчатый. Поэтому показатели сдвига каолина в псевдопесчаных слоях ($\varphi = 22\text{--}25^\circ$, $C = 0,06\text{--}0,1$ МПа) выше, чем в глинистых ($\varphi = 0\text{--}12^\circ$, $C = 0,06\text{--}0,07$ МПа). Из-за неоднородности состава прочностные и деформационные свойства изменяются в значительных пределах. Испытания на сжимаемость в диапазоне нагрузок 0,0—0,8 МПа показали, что модуль осадки колеблется от 47 до 206 мм/м, а коэффициент сжимаемости (в МПа⁻¹) — от 0,00489 (глинистые слои) до 0,00095 (псевдопесчаные слои); средняя его величина равна 0,0025 МПа⁻¹. Сжимае-

мость каолинов в условиях естественного залегания определяется главным образом псевдопесчаной их составляющей.

Монтмориллоновые глины. Монтмориллонит часто возникает в зоне выветривания за счет разрушения и преобразования разнообразных алюмосиликатов, смешанно-слоистых минералов и гидрослюд. Он образуется в условиях щелочной среды, что резко отличает его от каолинита.

Среди монтмориллонитовых глин выделяют ряд разновидностей: бентонитовые, флориновые и др. Эти глины жирны (подобно мылу или воску), имеют сероватый, желтый или голубоватый цвет, высокодисперсны, характеризуются весьма значительными емкостью обмена и способностью к реакциям адсорбции и изоморфного замещения катионов, сильно набухают, превращаясь в студнеобразную массу.

Месторождения монтмориллонитовых глин часто приурочены к вулканическим породам (пеплам, лавам, туфам). Они образовались в результате разложения вулканического пепла на дне моря под действием солевых растворов. При этом возникают однородные залежи бентонитовых глин, площадь распространения которых достигает десятков квадратных километров. Качество глин зависит от свойств их главного минерала — монтмориллонита, в частности от характера и количества обменных и изоморфно замещенных катионов.

Монтмориллонитовые глины образуются также за счет выветривания ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов) в условиях щелочной среды при выветривании трахиандезитов, андезитов, порфиритов и туфов. В последнем случае в глинах часто отмечаются реликтовые структуры.

Монтмориллонит встречается в виде примеси во многих глинах и почвах, однако относительное значение его изучено слабо. Глинистые породы, содержащие монтмориллонит, находятся среди отложений мезозоя и кайнозоя. В более древних породах монтмориллонит встречается реже, так как они часто приурочены к глубоким зонам и подвержены эпигенетическим изменениям, которые вызывают превращение монтмориллонита в гидрослюды.

Благодаря весьма высокой адсорбционной способности монтмориллонитовые глины используются для фракционирования нефтей, очищения тканей, обесцвечивания масел, приготовления буровых растворов и некоторых других целей.

Элювиальные гидрослюдистые глинистые породы наиболее распространены. В качестве примесей в них присутствуют монтмориллонит, каолинит, смешанно-слоистые образования и минералы (гидрослюды — монтмориллонит и др.), а также обломочные частицы. Химический состав гидрослюдистых глин отличается повышенным содержанием окиси калия.

Гидрослюды возникают на первом этапе выветривания материнских пород и отличаются устойчивостью в разнообразных физико-химических условиях. Элювиальные разновидности гидрослюдистых глин обычно встречаются в нижней части каолинитовых

кор выветривания. Гидрослюдистые глины часто залегают среди континентальных и морских отложений. К гидрослюдистым, в частности, относятся глауконитовые глины, приуроченные обычно к неглубоким участкам морей и океанов. Они содержат более 50% глауконита, имеют зеленый цвет, легко выветриваются в суб-аэральном обстановке.

Четвертичные глины ледникового комплекса (ленточные, иольдисовые и др.) имеют гидрослюдистый состав. Часто гидрослюды преобладают и среди глин более древних (нижнеоксфордские глины Русской платформы, палеогеновые и неогеновые глины Северного Казахстана и Западной Сибири и др.). Хорошо известны гидрослюдистые кембрийские глины в Ленинградской области.

По гранулометрическому составу гидрослюдистые глины неоднородны. Цвет их разнообразен, но большей частью серый с оттенками. Гидрослюдистые глины по физико-механическим свойствам ближе к каолинам, чем к монтмориллонитовым глинам.

Аллювиальные, дельтовые и делювиальные глинистые породы

В русловом аллювии глинистые слои встречаются редко. Глинистые отложения обогащены песчаными и пылеватыми частицами, мощность, протяжение, химический и минеральный состав и свойства их разнообразны.

Более типичны глины и суглинки для пойменного аллювия. Они плохо отсортированы, содержат растительные остатки, характеризуются тонколистватой текстурой и микроагрегатностью. Окраска глинистого аллювия зависит от гидрогеологических условий. Если пойма плохо дренируется, то окраска грунтов серо-сизая вследствие обогащения органическими веществами и развития процессов оглеения. Пойменные отложения рыхлы, водонасыщены и непрочны. Высыхание их сопровождается заметным упрочнением и появлением трещин, разбивающих эти грунты на неправильной формы отдельности, стенки которых покрыты налетами бурых окислов железа.

Дельты образуются в устьях рек при впадении их в сравнительно мелкообводные морские и озерные бассейны. К дельтам реки поставляют большое количество терригенного материала. Мощность дельтовых отложений исчисляется десятками, а иногда сотнями и тысячами метров. Дельты крупных рек в надводной части представляют собой большие заболоченные низменности с характерным микроволнистым рельефом.

Наряду с песками в дельтах крупных рек образуются глинистые породы. В дельтовой области кроме основного потока имеются многочисленные рукава, в тальвегах которых отлагаются пески и супеси. Вытянутые песчаные отложения, не связанные с современными потоками, соответствуют тальвегам исчезнувших водных артерий. Вдоль берегов основного потока реки и многочисленных рукавов на участке поймы протягиваются повышения, образовав-

шнися за счет отложения песчаных частиц из паводковых вод. Освободившиеся от этих частиц полые воды устремляются в понижения (лиманы, плавни), где отлагается глинистый материал. К лиманам и плавням приурочены заросли растительности, что вызывает обогащение глинистых осадков органическими веществами.

Для дельтовых глин характерно линзовидное залегание и смесь песчано-пылеватых частиц. Состав глинистых минералов зависит от характера пород и направленности процессов выветривания в области сноса. Глинистые частицы, поступающие в дельты с водами рек, коагулируют, так как морские воды отличаются повышенной минерализацией. Сложение глинистых осадков весьма рыхлое, пористость их достигает иногда 80—90%.

Дельтовые отложения крупных рек, впадающих в морские бассейны, засолены; содержание легкорастворимых солей 0,3—2%. В застойных водах между прирусловыми повышениями реакция среды кислая ($\text{pH} = 4\text{—}5$), значительно развиты анаэробные процессы, что способствует образованию нестойких минералов — FeCO_3 , FeS_2 , $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$, а также коагелей из полуторных окислов и гумусовых соединений.

Дельтовые отложения равнинных рек в инженерно-геологическом отношении неблагоприятны, так как характеризуются неоднородным строением, рыхлой структурой, содержат легкорастворимые соли, а также органические остатки и газы биохимического происхождения.

Делювиальное отложение происходит в субаэральных условиях на склонах, преимущественно покрытых растительностью. Поэтому делювиальные породы содержат повышенное количество органических веществ, придающих им серый цвет. Продолжительность делювиального переноса и удаленность продуктов выветривания от водоразделов обуславливает степень их видоизменения. Состав делювиальных отложений зависит от состава пород, слагающих возвышенности, и может быть разнообразным.

Делювиальный материал подвергается воздействию субаэрального выветривания, агенты которого подчиняются закону зональности. Поэтому в облике и составе делювия отражаются факторы климатической зональности. В гумидных областях делювиальные глинистые породы практически лишены водорастворимых солей, их структурные связи обусловлены образованием коагелей взаимного осаждения. В аридных и семиаридных областях делювий имеет лёссовидный облик и характеризуется микроагрегатностью, присутствием водорастворимых солей, водоустойчивыми кристаллизационными связями, рыхлым сложением.

Глинистый делювий на склонах долин часто покрывает нижезалегающие водонасыщенные пески, что уменьшает устойчивость склонов. Делювиальные отложения неяснослоисты и способны к оползневым явлениям. Наиболее вероятной поверхностью оползания служит контакт делювия с коренными породами. Сопротивление сдвигу делювиальных глин при повышенной их влажности

незначительно. Майкопские глины, например, легко выветриваются, склонны к образованию оползней, делювий их передвигается даже на очень пологих склонах [Макеев, 1963].

Делювиальные отложения широко используются как основания сооружений. В каждом конкретном случае необходимо изучить условия устойчивости делювиальных грунтов, их состав и физико-механические свойства.

Озерные и морские глинистые породы

Глубокие озера (например, Байкал), как и морские лагуны, характеризуются спокойным гидродинамическим режимом донных вод. Глинистые отложения озер могут иметь значительное протяжение и большую мощность.

В озерно-болотных пресноводных водоемах гумидных областей в связи с пептизирующим действием органических веществ формируются тонкодисперсные отложения, имеющие каолинит-гидрослюдистый состав. Кислая среда благоприятствует потере иона калия. В солончатых озерах аридных областей, имеющих щелочную реакцию среды и обогащенных ионами калия, образуются глины гидрослюдистые, монтмориллонитовые и палыгорскит-сепиолитовые, имеющие вследствие коагуляции неоднородный гранулометрический состав. Озерные глинистые отложения часто тонко-слоисты, что связано с различиями в интенсивности привноса и седиментации терригенного материала в разные сезоны года. Таковы, например, позднеледниковые ленточные глины, широко распространенные на северо-западе СССР.

Современные морские глинистые осадки — илы отличаются скрытотекучей консистенцией. Морские глины четвертичного и более древнего возраста находятся обычно в пластичной и даже твердой консистенции. Для морских глин характерна значительная площадь распространения, большая мощность, присутствие морской фауны, однако иногда они залегают в виде маломощных слоев среди других морских пород.

Морские глины сложены из продуктов размыва преимущественно глинистых пород суши, перенесенных в виде взвеси и в молекулярно-ионной форме. Кремнекислота и полуторные окислы выпадают из растворов отдельно либо совместно в форме коагелей, из которых формируются глинистые минералы. В морских глинах находятся также первичные минералы. Седиментация глинистого материала в море происходит в более или менее спокойных гидродинамических условиях в присутствии хлоридов и сульфатов натрия и магния; в солевом комплексе преобладает NaCl. Легкорастворимые соли снижают проявление специфических глинистых свойств морских глин (пластичность, набухание, липкость и др.).

Состав морских глин полиминерален, однако монтмориллонита в них содержится больше, чем в континентальных глинах. Часто встречаются морские глины гидрослюдистого состава. В условиях щелочной реакции, характерной для морской воды, каолинитовые

минералы не образуются. В процессе диагенеза глинистых осадков (при взаимодействии их компонентов между собой и с морской водой, а также в результате жизнедеятельности различных организмов) состав их изменяется.

Обогащенность электролитами вызывает коагуляцию глинистых суспензий, вследствие чего микроагрегаты осаждаются совместно с более крупными частицами. В нормальных морских бассейнах хорошо отсортированные, тонкодисперсные и мономинеральные глины не образуются. Поэтому морские глины не могут служить высококачественным сырьем для фарфоро-фаянсовой и керамической промышленности, а используются главным образом для производства кирпича и черепицы.

Различия в солености, глубине, гидродинамическом режиме, отдаленности от континента, характере диагенетических процессов и других признаках проявляются в том, что в море отлагаются глины различных фаций: открытого, глубокого и мелкого моря, прибрежные, лагунные и т. п. Отличия в режиме осаждения в условиях формирования обуславливают текстурно-структурные признаки, состав и свойства различных глин. Так, глубоководные глины имеют иную текстуру по сравнению с глинами лагунными или мелкого моря. Донными течениями объясняется появление прослоев песка. Глины морских лагун, богатых растительностью, мелкодисперсны, хорошо отсортированы, органические вещества придают им окраску от серой до черной. В гумидных областях тонкодисперсные каолины часто отлагаются в опресненных лагунах.

Прибрежные глины образуются на глубине 20—40 м на участках со слабой гидродинамической активностью (скорость движения воды менее 0,25 м/с) и отличаются ориентированной площадью распространения, малой мощностью, отсутствием заметной слоистости, неоднородным составом, повышенным содержанием органических веществ, преобладанием гидрослюды, присутствием каолинита. Если морские прибрежные глины временно выходили на дневную поверхность, то они отличаются уплотненностью и повышенной засоленностью.

Глубоководные глины тонко- и скрытослоисты. Иногда слоистость нарушена при подводных оползаниях. Часто, например, встречаются прослой глины с нарушенной слоистостью в илистых отложениях Черного моря. При скольжении по подстилающим породам образуются складки с наклоном слоев до 60—70°. Глубоководные глины распространены на большой площади, нередко имеют значительную мощность, хорошо отсортированы, иногда содержат сульфиды железа.

В зоне аэрации в морских глубоководных глинах возникает выветрелый слой мощностью до 10 м. Слоистость морских глин обуславливает анизотропию показателей свойств, что следует учитывать при определении водопроницаемости и сопротивления сдвигу. Кроме того, необходимо принимать во внимание засоленность и фациальные различия глин.

ГЛАВА VI

ЛЁССОВЫЕ ГРУНТЫ

В настоящее время принят термин «лёссовые породы», под которым понимают лёсс и разнообразные лёссовидные породы. Лёсс — это порода, залегающая плащеобразно, рыхлая, светло-желтая (палевая), неслоистая, преимущественно крупнопылеватая, макропористая, известковистая, дающая в обрывах почти вертикальные откосы. Лёссовидные породы характеризуются коричнево- и красной окраской, скрытой и явной слоистостью, повышенным количеством мелкопылеватых частиц; они менее пористы, чем лёсс, содержат прослойки галечника и песка, переходят по простираанию и с глубиной в нелёссовидные породы.

Специфичность облика и свойств, неясность генезиса, широта распространения издавна привлекали внимание исследователей к лёссовым породам. Тем не менее они во многих аспектах еще требуют изучения.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Распространение*. Лёссовые породы встречаются в Евразии и Америке — в странах Средней и Восточной Европы, в Восточном Закавказье, Иране, Средней Азии, на равнинах южной части Сибири, в Монголии, Северном Китае, в области умеренных широт Северной и Южной Америки. Лёсс в северном полушарии распространен между 30 и 55° с. ш. (лёссовидные породы встречаются значительно севернее), в Южной Америке — между 41 и 21° ю. ш.

Лёссовые породы повсеместно встречаются на юге Русской равнины. Прерывистое залегание их характерно для ее центральной части. В более северных районах спорадически распространены лишь лёссовидные породы. Собственно лёсс приурочен к степной и сухостепной зонам. По мере увеличения аридности климата верхняя граница распространения лёссовых пород возрастает: на Карпатах она находится на высоте 400—500 м, на Северном Кавказе — 1300—1500 м, в Средней Азии (Памир) — до 4500 м. Лёссовые породы на равнинах более постоянны по литолого-генетическим типам, облику, составу и свойствам, чем на горных склонах и в предгорьях.

* Распространение лёсса подробно рассмотрено в работе Н. И. Кригера [1965].

Мощность лёссовых пород на Русской равнине колеблется от долей метра до 30—50 м, в Средней Азии в межгорных впадинах она достигает 100—130 м. В долинах рек мощность возрастает от низких к более высоким террасам и к водоразделу. Мощность лёссового покрова увеличивается также от областей эпейрогенических поднятий к низменностям.

Условия залегания. Лёссовые породы плащеобразно облекают крупные элементы рельефа различного происхождения. Они залегают на равнинах Причерноморья и Прикаспия, на аллювиальных (Приднепровье, террасы Дона) и озерно-ледниковых (север Украины, Белоруссия) равнинах, на возвышенностях (Приднепровское плато, Приволжская, Среднерусская), в предгорьях Кавказа, Карпат, Тянь-Шаня. Лёссовые породы отсутствуют только на пойменных и низких морских террасах. Лёссовая толща залегает на разнообразных породах — морене, флювиогляциальных и озерно-ледниковых породах, красно-бурых (скифских) глинах и коренных (дочетвертичных), в том числе и кристаллических породах.

Граница между лёссовыми и подстилающими их породами, например галечниками, коренными глинами, кристаллическими породами, обычно резкая. Однако отмечаются и постепенные переходы между лёссовидными породами, с одной стороны, и аллювиально-озерными мелкозернистыми песками (Белоруссия), озерно-аллювиальными глинами (Западная Украина, Поволжье) и хвалынскими глинами (Прикаспий) — с другой. Между лёссовыми породами и почвенным покровом (черноземами и сероземами) граница малозаметна.

Основные текстурные признаки. Неслоистость — важнейший признак, отличающий лёссы от других осадочных пород. Однако скрыто- и явнслоистые лёссовидные породы нередко встречаются в Западной Украине, северной части Приднепровской возвышенности, Белоруссии и др. Окраска лёссов светло-палевая и желтовато-бурая, лёссовидных пород — более интенсивная. В лёссовых породах присутствуют погребенные почвы, гумусированные прослои и потеки, валунный суглинок (в области оледенения), ископаемые подовые породы, прослои вулканического пепла, конкреции, в них наблюдаются кротовины, норки червей и макропоры.

В истинных погребенных почвах различимы генетические горизонты. Часто встречаются «обезглавленные» почвы, в которых уцелели лишь иллювиальные (карбонатные) горизонты. Формирование погребенных почв происходило в межледниковые эпохи и в другие перерывы в осадкообразовании. В соответствии с местными палеогеографическими условиями встречаются погребенные почвы различного генетического типа: болотные, лугово-болотные, серые лесные, черноземы, каштановые и др. Однако наиболее часто, особенно в степной (внеледниковой) зоне, находят черноземы, характеризующиеся вертикально-столбчатой отдельностью, карбонатностью, макропористостью, наличием кротовин и норок червей, окраской от серовато-бурой до почти черной, различной степенью

выщелоченности. В лёссовых породах повсеместно присутствуют растительные остатки, ходы землероев, вкрапленники, пятна, нарки гумуса и другие признаки почвообразования. Особенно много кротовин и норок червей встречается в слоях лёсса, подстилающих современную и погребенную почву.

В лёссовых породах горных склонов и предгорий часто присутствуют прослои гальки, щебня, песка. В лёссовой толще Сало-Маньчжурского водораздела и Ергеней описаны песчано-гравелистые отложения мощностью несколько метров [Родзянко, 1947]. В области оледенения распространен облессованный валунный суглинок.

К подовым отложениям относятся оглеенные серые и пестроокрашенные суглинки и глины, выстилающие депрессии рельефа (степные блюда, поды) на равнинных участках лесостепной и степной зон. Они слагают верхнюю часть или всю четвертичную толщу, но нередко погребены под молодыми лёссовыми породами. Ископаемые почвы обнаружены, например, на территории Приднепровской возвышенности и Причерноморья при строительстве канала Днепр — Кривой Рог и каналов Каховской оросительной системы.

Карбонатные конкреции размером 0,2—2 см и более находятся в рассеянном состоянии либо образуют прослои (горизонт «белоглазки»). В древнечетвертичных лёссовых породах конкреции отличаются окаменелостью и значительными размерами. Для этих пород характерны мелкие железисто-марганцевые конкреции и пятна. В лёссовых породах встречаются также конкреции сульфатов кальция, сложенные порошокатым или крупнокристаллическим гипсом.

Стратиграфия*. Граница лёссовой толщи совпадает или близка к нижней границе четвертичной системы. Судя по находкам «каменного лёсса» и погребенных лёссов в Средней Азии, накопление лёсса происходило уже в неоген-нижнечетвертичное время. Однако максимальное лёссонакопление приурочено повсеместно к плейстоцену.

Лёссовые породы бедны органическими остатками, что не позволяет использовать палеонтологический метод для стратиграфии лёссовых толщ. С этой целью применяют ряд других методов, в частности палеопедологический метод, основанный на допущении, что каждой ледниковой эпохе соответствует горизонт лёссовых пород, а межледниковой — погребенная почва.

Общая стратиграфическая схема расчленения лёссовых пород отсутствует. Разработаны лишь местные стратиграфические схемы применительно к отдельным областям (Украина, центральная часть Русской равнины, Средняя Азия и др.).

В горных и предгорных областях лёссовая толща имеет на различных геоморфологических уровнях разное строение и неодинаковый возраст, что позволяет здесь применять геоморфологический

* Литература по стратиграфии лёсса наиболее полно приведена в работе М. Ф. Веклича [1968].

метод стратиграфии лёссовых пород. На террасах рек возраст лёссовых пород часто выявляется по палеонтологическим данным и археологическим находкам.

Зональность лёссовых пород. Основные законы современной географии почв — законы широтной и вертикальной зональности и провинциальности [Герасимов, 1945] — применимы к грунтам, в частности к лёссовым породам Русской равнины [Лысенко, 1962, 1967], которые окаймляют с юга зону ледниковых пород (морен, озерно-ледниковых отложений и т. п.).

Широтная зональность лёссовых пород связана с изменением гранулометрического состава пород по мере удаления от центра оледенения и физико-географических условий в направлении с севера на юг и юго-восток. Обе эти закономерности проявляются не всегда четко, так как затушевываются влиянием местных факторов (геолого-геоморфологических, климатических, гидрогеологических и др.).

Состав лёссовых пород становится все более глинистым по мере удаления от областей сноса (центра ледникового покрова), а также в связи с большей продолжительностью выветривания на юге, чем в северных областях. В области днепровского оледенения лёссовые породы имеют супесчано-суглинистый состав и характеризуются присутствием валунного суглинка (облёссованной морены), разделяющего лёссовую толщу на надморенную и подморенную части. Во внеледниковой части лёссовые породы становятся более глинистыми.

Местными источниками сноса являлись Приволжская и Среднерусская возвышенности, Донбасс, горы Кавказа. В Восточном Предкавказье, Ставрополье, Ергенях, Сало-Маныче и Южном Поволжье в сложении лёссовой толщи участвует материал, принесенный ветром из пустынь Прикаспия и Средней Азии.

Лёссовые породы Русской равнины формировались в условиях более сухого климата, чем современный. Однако на облик, состав и свойства лёссовых пород влияют и современные физико-географические условия, в частности колебания температуры, количество и характер осадков, и направление процессов почвообразования. Вследствие выщелачивания легкорастворимых солей и выноса тонкодисперсных компонентов из почв верхний слой грунтовой толщи изменяется. Этим процессом объясняется, например, уплотнение верхнего горизонта лёссовых пород на севере лесостепи и переход их в покровные «структурные суглинки».

Влияние факторов вертикальной зональности проявляется в том, что с повышением высоты местности лёссовые породы становятся менее однородными по составу, в них увеличивается количество как глинистого, так и крупнообломочного материала, специфический «лёссовый» облик утрачивается. На низменностях и возвышенностях Русской платформы лёссовые породы заметно различаются по текстурно-структурным признакам и свойствам [Лысенко, 1967]. Вертикальная зональность лёссовых пород наиболее отчетливо выражена в горных областях и в предгорьях.

В каждой из широтных зон выделяют физико-географические провинции, в пределах которых лёссовые породы отличаются рядом особенностей. Вследствие различия в направленности и амплитуде неотектонических движений, в характере и литологическом составе четвертичных отложений и подстилающих их пород и по ряду других причин геологическая история провинций была неодинаковой. Это вызвало различия в способе аккумуляции, формировании и последующей геологической истории лёссовых пород.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Элементный и валовой химический состав. Кларки многих химических элементов в лёссовых породах ближе к кларкам почвы, чем литосферы (табл. 18). Следовательно, химический и минеральный состав в значительно большей степени изменяется при преобразовании пород литосферы в лёссовые породы, чем при формировании почв на лёссовых породах. Кларки натрия и калия в литосфере примерно одинаковы. Однако в лёссовых породах и почвах калий находится в количестве, вдвое превышающем содержание натрия — элемента весьма подвижного и выщелачиваемого из коры выветривания в морские бассейны. Содержание кальция, серы и хлора в лёссовых породах выше, чем в почвах, так как эти элементы выносятся из почв в подстилающие породы. По сравнению с породами литосферы для лёссов характерно накопление азота и углерода и снижение содержания железа, алюминия и магния.

Т а б л и ц а 18

Кларки некоторых химических элементов в лёссовых породах, литосфере и почвах.
По Е. С. Бурксеру

Химические элементы	Литосфера	Лёссовые породы	Почва	Химические элементы	Литосфера	Лёссовые породы	Почва
Кремний	27,60	27,12	33,00	Калий	2,60	1,91	1,36
Алюминий	8,80	4,76	7,13	Титан	0,61	0,30	0,46
Железо	5,10	2,77	3,80	Углерод	0,10	1,69	2,00
Марганец	0,09	0,10	0,85	Сера	0,09	0,26	0,085
Кальций	3,60	3,88	1,37	Хлор	0,045	0,021	0,01
Магний	2,10	0,84	0,60	Азот	0,01	0,04	0,10
Натрий	2,64	0,73	0,63	Фосфор	0,08	0,05	0,08

Пределы колебаний компонентов химического состава в лёссовых породах СССР значительны (SiO_2 — 43,1—78,0%; Al_2O_3 — 4,0—17,54%; Fe_2O_3 — 0,4—9,79%; CaO — 2,68—15,9%, MgO — 0,69—3,89%; Na_2O — 0,07—3,15%; K_2O — 0,19—2,8% и т. д.), что объясняется различиями в их гранулометрическом составе, а также в химическом составе пород местных областей сноса.

Химический состав связан с гранулометрическим составом. С увеличением степени дисперсности содержание SiO_2 уменьша-

ется, а $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ возрастает. Так, в среднечетвертичных светло-палевых лёссах Криворожья, являющихся по гранулометрическому составу легкими и средними суглинками, отношения $\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ составляют 4,35 и 6,77, тогда как в нижнечетвертичных тяжелых суглинках они равны соответственно 3,23 и 4,97. Среднее содержание CaO в первом из этих грунтов — 10,11%, а во втором — 7,35%, MgO — соответственно 1,92 и 2,19%. По данным С. С. Морозова [1939], в лёссовых породах Калининской области отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в лёссовидных суглинках легких равно 5,42, средних — 4,95, тяжелых — 4,30; отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ равно соответственно 6,77, 6,25 и 5,03.

Содержание кальция и магния в обменной и силикатной форме следует учитывать отдельно. С уменьшением размера частиц содержание силикатного CaO убывает, а MgO — возрастает. В наиболее тонких фракциях грунтов кальций находится почти исключительно в обменной форме. В отношении окислов щелочных металлов в качестве общей тенденции можно отметить, что с увеличением дисперсности содержание Na_2O уменьшается, а K_2O — возрастает. Содержание SiO_2 , представленной главным образом химически инертным минералом — кварцем, зависит от сортировки терригенного материала. Поэтому при изучении процессов выветривания в лёссовых породах принимают во внимание только их бескварцевую часть [Роде, 1942].

Сопоставление валового химического состава бескварцевой части изверженных пород Балтийского щита, ледниковых и лёссовых пород позволяет сделать следующие выводы [Афанасьева, 1947].

1. Содержание CaO в морене и водно-ледниковых глинах (1,52%) втрое меньше, чем в изверженных породах (4,56%); в отношении других компонентов различие незначительно.

2. Содержание SiO_2 в бескварцевой части лёссов примерно такое же (57,15—60,97%), как и в изверженных породах; значительно меньше в них силикатного CaO (1,24—1,29%) и Na_2O (2,13—3,87%), в изверженных породах соответственно 4,56 и 4,20%.

3. Силикатный кальций и калий в бескварцевой части морен и водно-ледниковых глин находятся в большем количестве, чем в этой же части лёссов; содержание Al_2O_3 в лёссах несколько ниже, и MgO и Fe_2O_3 примерно такое же, как и в ледниковых породах.

Потеря щелочноземельных и щелочных металлов происходила преимущественно при переносе материала лёссовых пород. Содержание SiO_2 в лёссах не ниже, чем в ледниковых породах. В условиях слабощелочной среды кремнезем практически не мигрирует; освобождаясь при выветривании, он переходит в глинистые минералы.

Данные о химическом составе фракции менее 0,001 мм важны для правильной диагностики состава глинистых минералов. В этой фракции лёссовых пород отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ примерно равно 3, что согласуется с преобладанием гидрослюды среди глинистых минералов.

Водорастворимые соли. В лёссовых породах преобладают карбонаты, встречаются также бикарбонаты, сульфаты и хлориды. Карбонаты кальция и магния и гипс присутствуют в твердом виде, более легкорастворимые соли — в твердом виде и растворе. Кроме определенных известковых соединений в лёссовых породах находятся многочисленные конкреции и пленки, не имеющие определенного химического состава. Присутствие карбоната кальция сказывается на окраске лёссовых пород, способствует микроагрегации, устойчивости макропор, образованию и сохранению вертикальных отдельностей, созданию структурных связей.

Содержание карбонатных солей колеблется от 5—10 до 15—20%, реже более. Основная масса карбонатов сосредоточена в пылевой фракции, в типичных лёссах — от 59 до 84% от общего их количества в породе [Морозов, 1949]. В лёссах пустынной зоны значительное количество карбонатов приурочено к фракции тонкого песка (0,25—0,05 мм).

Обогащение лёссовых пород карбонатом кальция объясняется рядом причин. Первичные кальциевые минералы более интенсивно выветриваются, чем другие силикаты и алюмосиликаты, и Ca^{2+} переходит в поровый раствор. Кальций переходит в биогенную форму на самой первой стадии выветривания кристаллических пород. Он извлекается из растворов животными и растительностью, высокодисперсной частью почв и грунтов, при соединении Ca^{2+} с анионами и выпадении из растворов в форме солей.

Значительное количество простых солей поступает после отмирания травянистой растительности. Количество зольных веществ, образующихся в результате минерализации растительного покрова степей, составляет 1000—1200 кг/га за один год [Ковда, 1954]. В телах многих животных организмов образуется углекислый кальций, который после отмирания организмов смешивается с земной массой.

При разрушении карбонатных пород в продукты выветривания поступает много углесолей. Речные воды в степной и более аридной зонах минерализованы и не растворяют известь, во взвешенном твердом стоке их содержится до 20% CaCO_3 . Катион Ca^{2+} соединяется с анионом HCO_3^- , неизменно присутствующим в поровых растворах вследствие растворения углекислого газа (атмосферного и образующегося при жизнедеятельности и минерализации организмов). В итоге образуется бикарбонат кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, который переходит в мучнистый CaCO_3 . По мнению Б. Б. Полюнова [1934], преобладающим способом обогащения пород CaCO_3 было отложение этой соли из грунтовых вод при высоком их уровне. В лёссовых породах концентрировался CaCO_3 , извлеченный грунтовыми водами из ледниковых и водно-ледниковых отложений (Русская равнина).

Сульфаты. Из среднерастворимых солей в лёссовых породах преобладает гипс, находящийся в форме кристаллических друз, реже в виде точечных вкраплений. Сульфаты концентрируются преимущественно во фракции более 0,01 мм.

На распределение гипса существенное влияние оказывают условия рельефа и микрорельефа. В депрессиях рельефа (западинах, подах и др.) под очагом инфильтрации гипс отсутствует (рис. 44). В непосредственной близости от него видны пустоты от выщелоченных друз гипса. По периферии западин гипс в верхней части лёсса имеет округлую форму (вследствие частичного растворения), книзу следы растворения незаметны.

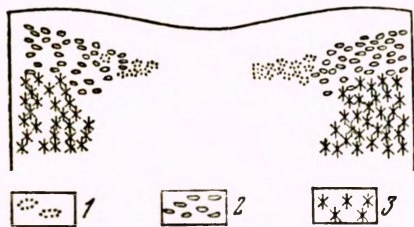


Рис. 44. Распределение гипса в лёссе в условиях промачивания и выщелачивания. По Р. С. Кацу:
1 — пустоты выщелоченного гипса; 2 — округлая форма гипса; 3 — друзы гипса в форме «ласточкина хвоста»

Содержание легко растворимых солей (хлоридов, сульфатов и карбонатов натрия, сульфатов магния и др.) в лёссовых породах Украины обычно не превышает 0,2—0,3%, в лёссах Восточного Предкавказья и Средней Азии — 0,5—2,0%.

В лёссовых породах Украины обнаружена зональность состава легкорастворимых солей [Гринь, 1959]: на севере лесостепи преобладает двууглекислая сода, а в центре и на юге лесостепи — сода, хлориды и сульфаты; в степной зоне — сульфаты и хлориды. Наиболее засолены почвы и грунты низких речных террас Левобережной Украины. В лёссовых породах междуречий Днепр — Ингулец и Днепр — Молочная содержание хлоридов и серноокислых солей возрастает с глубиной. Содержание серноокислых солей всегда выше, чем хлористых.

Легкорастворимые соли перемещаются в лёссовой толще в связи с выпадением атмосферных осадков и при колебаниях уровня грунтовых вод. Поэтому распределение солей изменяется во времени. Расположение горизонтов скопления легкорастворимых солей в лёссовой толще зависит от макро- и микрорельефа участка, коэффициента поверхностного стока и различий в водопроницаемости грунтов.

Грунты низких террас рек лесостепи засолены за счет минерализованных грунтовых вод. На водоразделах легкорастворимые соли появляются на некоторой глубине, уменьшающейся в направлении с севера на юг. В северной и центральной частях лесостепи Украины легкорастворимых солей очень мало (сотые доли процента; 1,5—3 мг-экв на 100 г сухого грунта).

В степной зоне на плато и верхнеплиоценовых террасах среди легкорастворимых солей преобладает сульфат натрия. Расположение и конфигурация солевых профилей разнообразны (рис. 45, 46). В настоящее время на водоразделах степной зоны происходит засоление лёссовых пород. Засоление лёссовых толщ коренного плато происходило при выпадении солей из грунтовых вод, уровень которых повышался во флювиальные эпохи ледникового периода. Грунтовые воды обогащались солями за счет выщелачивания красно-бурых глин и отложений морского палеогена. Горизонты аккумуля-

муляции солей являются реликтовыми образованиями, соответствующими ранее существовавшим границам зоны капиллярной каймы грунтовых вод [Гринь, 1959].

Гумус в лёссовых породах постоянно присутствует в форме агрегатных скоплений и в тонкодисперсном состоянии в количе-

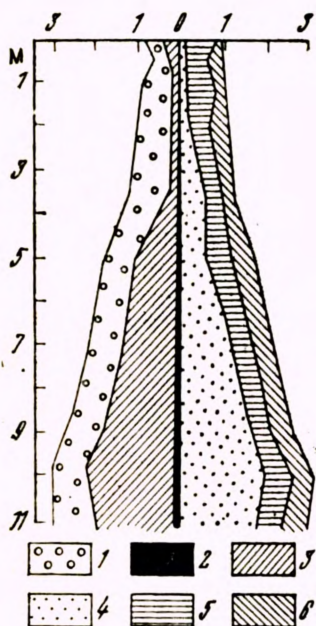


Рис. 45. Состав водной вытяжки из лёссового почво-грунта коренного плато (Старобельский р-он Луганской обл.). По Г. С. Гриню.

По горизонтали — мг-экв ионов на 100 г абсолютно сухой породы, по вертикали — глубина.

1 — HCO_3^- ; 2 — Cl^- ; 3 — SO_4^{2-} ; 4 — Na^+ ; 5 — Ca^{2+} ; 6 — Mg^{2+}

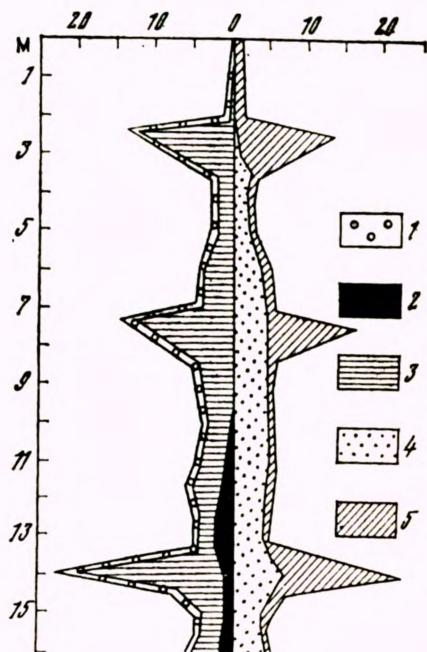


Рис. 46. Состав водной вытяжки из лёссового почво-грунта коренного плато (Ореховский р-он Запорожской обл.). По Г. С. Гриню.

По горизонтали — мг-экв ионов на 100 г абсолютно сухой породы, по вертикали — глубина.

1 — HCO_3^- ; 2 — Cl^- ; 3 — SO_4^{2-} ; 4 — Na^+ ; 5 — $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$

стве от 0,07 до 0,90%, а в погребенных почвах до 0,5—1,2% [Добродеев, 1974]. В современных почвах такое небольшое количество его характерно только для сероземов. Очевидно, что до погребения почв содержание в них гумуса было более высоким. Рыхлость сложения и хорошая аэрация способствуют процессам окисления (минерализации) гумуса. С течением времени в лёссовых породах содержание гумуса понижается (до некоторого предела), например в обнажениях лёссовых пород на побережье Азовского моря ясно различимы погребенные почвы: чем они древнее, тем меньше содержат гумуса.

Ископаемые почвы в лёссовой толще заметны, если в них присутствуют гумусовый и карбонатный генетические горизонты.

Сероземы и иные малогумусовые почвы слабо различимы. В современных черноземах на лёссовых породах содержание карбонатов с глубиной увеличивается, а гумуса — уменьшается. Подобная закономерность прослеживается и в ископаемых черноземах. В гумусированных горизонтах почв нечерноземного типа распределение карбонатов и гумуса не отвечает этой закономерности.

Надежным способом выявления генетического типа ископаемых почв является изучение группового состава гумуса. Состав гумуса изменяется зонально, как и сами почвы. К северу и югу от полосы черноземов количество гумусовых кислот понижается. Отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот, равное для черноземов 1,5—2,5, снижается в тех же направлениях. Содержание углерода С в гуминовых кислотах растёт от подзолистых почв к черноземам и далее к югу снижается; содержание водорода Н изменяется в обратном направлении. Отношение С : Н, являющееся показателем конденсированности гумусовых веществ, имеет максимальное значение для черноземов (21,4). К северу и югу от полосы черноземов это отношение понижается, в сильноподзолистой почве оно равно 14,9, в красноземе — 13,6 [Кононова, 1956].

Процессы накопления и миграции гумуса регулируются физико-химическими условиями. Для лёссовых пород с присущей им щелочной реакцией среды отмечается малая подвижность, устойчивость и адсорбционная насыщенность гумуса. Групповой состав его изменяется очень медленно. Гумус погребенных почв в лёссах сходен с составом гумуса современных черноземов и на 80—90% состоит из гуминовых кислот, гуминов и фульвокислот.

В погребенных почвах между речью Днепр — Ингулец (юг Приднепровской возвышенности) содержание гумуса небольшое (0,57—0,80%), емкость обмена — 26,5—30,7 мг-экв, количество гуминовых кислот — 21,00—25,65% от содержания углерода. Содержание фульвокислот в верхней (микулинской) почве равно 2,34—4,61%, в нижней (лихвинской) — 11,94%. Судя по значительному количеству фульвокислот, лихвинская почва формировалась в условиях повышенного увлажнения. Образование почв, ныне ископаемых, происходило в условиях относительного гумидного климата. Поэтому они отличаются от лёссов более глинистым составом, выщелоченностью, более низкой величиной рН (6,7—7,0).

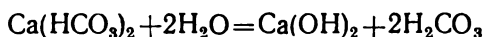
Погребенные почвы наблюдаются среди лёссовых пород в естественных обнажениях, откосах каналов и котлованов, в шурфах. Они рассматриваются иногда как слабые слои, по которым возможны деформации сдвига. Однако подобное мнение необоснованно. По минеральному и гранулометрическому составу погребенные почвы, например на водоразделе Днепр — Ингулец, существенно не отличаются от вмещающих лёссовых пород. В погребенных почвах и лёссах преобладают (70,1—80,3%) пылеватые частицы, имеющие в некоторой степени микроагрегатное состояние. Вследствие пептизации микроагрегатов содержание глинистых частиц возросло при анализе по дисперсной схеме в микулинской почве от 4,9 до 21,4%, в лихвинской, отличающейся более высокой дис-

персностью, — от 9,5 до 34,9%. Гигроскопичность, максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость верхней погребенной почвы равны соответственно 1,15, 6,31 и 16,8%, а нижней — 1,96, 7,64 и 17,2%. Для лёссовых пород, смежных с этими почвами, показатели указанных свойств близки к показателям погребенных почв и составляют соответственно 1,1—2,3; 5,3—8,9 и 12,9—15,4%.

Верхняя (микулинская) погребенная почва обладает примерно такой же просадочностью, что и верхнечетвертичные породы ($\delta_{пр} = 3,5—3,6\%$ при нагрузке 0,3 МПа). В районе нижнего правобережного Приднепровья погребенные почвы по составу и свойствам занимают промежуточное положение между лёссами и лёссовидными суглинками [Краев, 1956].

Физико-химические свойства. Величина рН в лёссовых породах колеблется в значительных пределах — от 4,5 до 9,2, что связано с отличиями их в степени выщелоченности, присутствием простых солей, составом обменных катионов. В собственно лёссах рН изменяется примерно от 7 до 9.

Углекислый газ дает с Ca^{2+} , в избытке находящимся в поровом растворе лёссовых пород, бикарбонат кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, который, взаимодействуя с водой, обуславливает щелочную реакцию раствора



Реакция среды рН лёссовых пород изменяется зонально. В лёссовых породах лесной зоны карбонатные соли встречаются изредка и величина рН для них равна 4,5—7. В лесостепной и степной зонах рН колеблется обычно от 7 до 8. Величина рН в системе почва — CaCO_3 обычно не превышает 8,3 [Возбуцкая, 1964]. В лёссовых породах рН достигает 8,5—9,2. Подобная высокая щелочность объясняется присутствием в обменном комплексе Na^+ и появлением в растворе бикарбоната и карбоната натрия.

Между величиной рН лёссовых пород и количеством атмосферных осадков существует связь. Чем выше количество осадков, тем более выщелочены грунты. Наибольшая величина рН грунтов характерна для районов с засушливым климатом.

На возвышенностях лёссовые породы характеризуются более низким рН, чем на низменностях. Отложения подов также выщелочены и имеют более низкую величину рН, чем смежные с ними лёссовые породы. В нижнем Приднепровье рН суспензии этих грунтов составляет соответственно 6—7 и 8—8,7.

В соответствии с зональностью физико-географических условий выявлена зональность в изменении величины рН (рис. 47). Наиболее существенное изменение реакции среды при переходе от лесной зоны к лесостепи объясняется нахождением в лёссовых породах лесостепи CaCO_3 .

Емкость поглощения лёссовых пород не превышает 20—30 мг-экв, тогда как для глин она достигает 70—80 мг-экв и более. Лёссы имеют меньшую емкость поглощения, чем тяжелые

лѣссовидные суглинки. Присутствие монтмориллонита заметно не сказывается на емкости поглощения, поскольку дисперсность лѣссов незначительна, глинистые же частицы находятся преимущественно в микроагрегатном состоянии. Присутствие CaCO_3 создает неограниченную возможность перехода Ca^{2+} в обменное состоя-

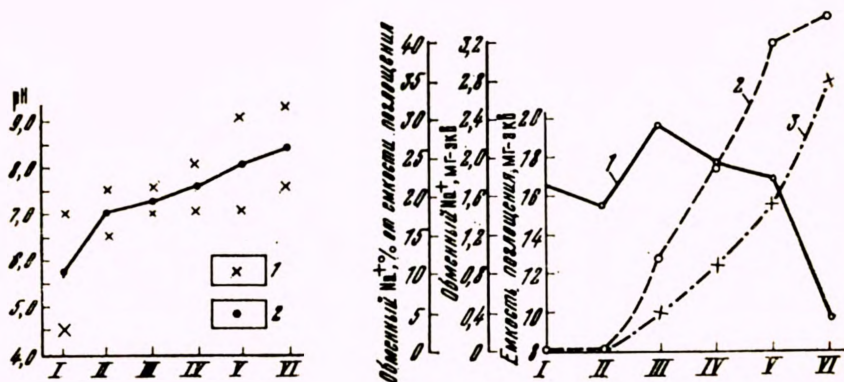


Рис. 47. Пределы колебаний и средние значения реакции среды pH грунтовых растворов лѣссовых пород различных физико-географических зон: 1 — предельные значения pH; 2 — средние значения pH. I — лесная зона; II — лесостепь (возвышенности); III — лесостепь (низменности); IV — степь (возвышенности); V — степь (низменности); VI — сухая степь и пустынно-степная зона

Рис. 48. Емкость поглощения и количество обменного натрия в лѣссовых породах различных физико-географических зон: 1 — емкость поглощения, мг-экв; 2 — количество обменного натрия, мг-экв; 3 — количество обменного натрия в % от общей емкости поглощения. I — тайга; II — лесостепь (серые почвы); III — лесостепь (черноземы); IV — степь; V — полупустыня; VI — пустыня

ние. Микроагрегатность и пленки карбонатных солей уменьшают поверхность, доступную для поровых растворов, что понижает емкость поглощения.

В поглощающем комплексе преобладает Ca^{2+} — катион, энергично мигрирующий в воде и обладающий значительной способностью к обмену. Содержание Mg^{2+} равно 10—15% (иногда более) от емкости поглощения. В лѣссовидных суглинках Бугско-Ингулецкого водораздела емкость обмена составляет 30 мг-экв, на долю Ca^{2+} приходится 67%, Mg^{2+} — 26% и Na^+ — 7% от емкости обмена.

Емкость поглощения и состав обменных катионов изменяются зонально. Емкость поглощения лѣссов Среднего Приднепровья составляет 9,2—12,4 мг-экв, рязанского лѣсса — 12,7 мг-экв, лѣссовидных суглинков Украины — от 10—20 до 30—40 мг-экв.

На рис. 48, построенном по данным С. С. Морозова [1962], для лѣссовых пород различных физико-географических зон представлены средние значения емкости поглощения и количество обменного Na. Наибольшая емкость поглощения наблюдается в полосе черноземов лесостепи и степи, где климатические условия благоприятствуют химическому выветриванию. В зоне полупустыни и пустыни емкость поглощения снижается в связи с сухостью климата и относительно грубодисперсным составом лѣссовых пород.

Низкая емкость поглощения лёссовых пород в полосе серых почв лесостепи объясняется, по-видимому, влиянием грубозернистых подстилающих пород (аллювиальных и зандровых песков и супесей).

В лёссовых породах лесной зоны нередко присутствует обменный H^+ . В направлении на юг содержание обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} возрастает. Обменный Na отсутствует в лёссовых породах тайги и полосы серых лесных почв лесостепи. В полосе черноземов лесостепи количество его равно примерно 1 мг-экв, в пустынной зоне — 3—3,5 мг-экв.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Сведения о минеральном составе лёссовых пород представляют интерес для их инженерно-геологической оценки, суждения о направленности процесса выветривания и выявления источников сноса.

Минералы песчано-пылевой фракции. Во фракции более 0,01 мм лёссовых пород преобладают первичные минералы. К породообразующим минералам относятся кварц (до 80—90%), полевые шпаты (10—20% и более), карбонаты кальция и магния (до 30%). На долю легкой фракции приходится 98—99% и более, содержание тяжелой фракции обычно менее 1,0—1,5%.

По данным В. П. Ананьева [1964] и А. С. Рябченкова [1955], в южно-русских лёссовых породах зерна кварца составляют до 80% легкой фракции. Содержание полевых шпатов составляет 15—20% (иногда до 30%); представлены они хорошо сохранившимся слабо окатанным ортоклазом, в меньшей мере — плагиоклазами и микроклином. Карбонаты кальция присутствуют в количестве 10—30% в виде мелкокристаллических зерен и разнообразных конкреций. Иногда встречается доломит в форме мелких слабоокатанных ромбоэдрических зерен. Из других компонентов легкой фракции встречаются слюды, обломки пород, глауконит, гипс, халцедон и др.

Тяжелая фракция состоит из 20—25 минералов. В большом количестве (около 20%) присутствуют рудные минералы — ильменит, магнезит, бурый железняк. Устойчивые к выветриванию минералы — циркон, рутил, сфен, гранат, анатаз, турмалин — находятся в количестве до 14—20% и более. Содержание эпидота и цонзита не превышает 10—30%, амфиболов (главным образом роговой обманки) — 20%, пироксенов — 5—8%.

Судя по составу минералов, источником сноса для лёссовых пород Русской равнины были ледниковые и водно-ледниковые отложения. Лёссовые породы Предкавказья относятся к кавказской минеральной провинции. На склонах гор и в предгорьях лёссовые породы разнообразны по составу тяжелых минералов вследствие примеси местного материала; содержание в них кварца обычно меньше, а полевых шпатов больше, чем в лёссовых породах равнин.

В лёссовых отложениях находятся (иногда в значительном количестве) минералы местных пород. Например, в восточной части Приднепровской возвышенности минеральный состав лёссовых пород изменяется по простиранию, при этом обнаруживается явная зависимость его от состава подстилающих пород [Веклич, 1958]. Содержание тяжелой фракции уменьшается с увеличением расстояния от области сноса. Так, в лёссах Северной Киргизии оно убывает по мере удаления от песков Муюнкум.

На юге и юго-востоке Русской равнины лёссовые породы отличаются от подстилающих пород полимиктовым составом, преобладанием амфибол-эпидот-цоизитовой ассоциации, что объясняется усилением эрозионных процессов в связи с альпийским орогенезом, разрушением кристаллических пород ледником и эоловым переносом пылеватого материала [Шамрай, Орехов, 1961].

В горизонтах лёссов находятся прослойки малоизмененного вулканического пепла, а неустойчивые минералы имеют свежий облик, что свидетельствует об отсутствии в лёссах условий для интенсивного химического выветривания. Повышенное содержание полевых шпатов в лёссовых породах Средней Азии объясняется условиями выветривания в аридной зоне.

Глинистые минералы. В глинистой фракции насчитывается более 25 минералов, группирующихся в различные ассоциации. В лёссовых породах Русской равнины чаще всего встречаются ассоциации гидрослюда — монтмориллонит и гидрослюда — монтмориллонит — кварц. Некоторые глинистые минералы (пирофиллит, метагаллуазит и др.) встречаются редко и неповсеместно. Широко распространены смешанно-слоистые образования и минералы.

В тяжелых лёссовидных суглинках юга Украины отдельные глинистые минералы недостаточно раскристаллизованы и встречаются в различных комбинациях [Морозов, 1950]. В лёссах нижнего правобережного Приднепровья находятся ферримонтмориллонит, кальцит, гидрослюда, кварц и гидроокислы железа; в лёссовидных средних и тяжелых суглинках преобладают гидрослюда и монтмориллонит [Краев, 1956]. Гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав имеют тяжелые лёссовидные суглинки Донбасса.

В каждом образце лёссовой породы присутствует несколько (до пяти и более) глинистых минералов. Одновременное нахождение монтмориллонита и каолинита и полиминеральность глинистой фракции объясняются тем, что при эоловом переносе транспортируемый материал быстро захороняется и в процессе выветривания состав глинистых минералов не успевает прийти в соответствие с условиями среды седиментации. Эоловые лёссовые породы характеризуются более сложной ассоциацией глинистых минералов, чем эти же породы водного и делювиального генезиса.

Известно, что кислая среда благоприятствует образованию каолинита, щелочная — монтмориллонита. Однако состав глинистых минералов изменяется медленно, и поэтому прямая связь между ним и реакцией среды во многих случаях отсутствует. На образо-

вание глинистых минералов влияют многие факторы: реакция среды, состав первичных минералов, стадия минералообразования, условия дренирования и т. п.

Зональность минерального состава. Минеральный состав лёссовых пород зависит главным образом от их гранулометрического состава, характера пород в области сноса, направления процесса выветривания. Лёссовые породы, окаймляющие конечно-моренную грядку валдайского оледенения (Белоруссия, Смоленская область), неоднородны по минеральному составу. В смоленских лёссовидных суглинках, например, количество полевых шпатов составляет до 40%, содержание тяжелой фракции достигает 2%, в составе ее находится до 48% неустойчивых минералов. При удалении от конечно-моренной грядки, например уже на юге Московской области, содержание полевых шпатов и тяжелых минералов в лёссовидных породах резко снижается.

В лёссовых породах зерна диаметром крупнее 0,25 мм представлены кварцем, частицы фракций 0,25—0,01 и 0,01—0,005 мм — кварцем, полевыми шпатами, карбонатами, слюдой, тяжелыми минералами. Во фракции 0,005—0,001 мм находятся обломочные частицы, каолинит и гидрослюда; во фракции 0,001—0,0001 мм — гидрослюда, вторичный кварц, ферригаллуазит, каолинит, монтмориллонит; среди частиц менее 0,0001 мм преобладают монтмориллонит и органические соединения [Ананьев, 1956].

В связи с относительно гумидными условиями формирования тяжелых лёссовидных суглинков и погребенных почв в них больше, чем в лёссах, монтмориллонита и меньше малоустойчивых минералов (роговая обманка и эпидот). В лесной зоне, характеризующейся относительно холодным, влажным климатом и грубодисперсностью лёссовых пород, состав их преимущественно гидрослюдистый; к югу, в степной зоне, содержание монтмориллонита возрастает, так как породы становятся более тонкодисперсными, а реакция среды щелочной.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В ряде случаев отличить лёсс от лёссовидных пород затруднительно. Между тем эти породы различны по гранулометрическому составу. Лёссы более однородны по гранулометрическому составу, чем лёссовидные породы, в них преобладает пылеватая фракция (до 70—80%), а в последней — крупнопылеватые (0,05—0,01 мм) элементарные частицы. Наклон суммарных кривых гранулометрического состава для лёссов крутой, а для лёссовидных пород — пологий.

Одним из критериев для отличия лёссов от лёссовидных пород служит отношение между крупнопылеватыми и мелкопылевыми (0,01—0,002 мм) частицами. В лёссах это отношение составляет примерно 1,5—2 и более, в лёссовидных породах оно близко к единице. Об однородности гранулометрического состава можно судить по коэффициентам неоднородности ($d_{60} : d_{10}$) и сортировки

(S_0). На юге Приднепровской возвышенности коэффициент неоднородности в лёссе составляет 3—5, отношение содержания крупнопылеватых частиц к мелкопылевым — 2,26, в тяжелом лёссовидном суглинке эти показатели соответственно равны 9—30 и 0,84. Чем меньше коэффициент сортировки, тем более однородна порода по гранулометрическому составу: при $S_0 < 2,5$ отсортированность хорошая, при $S_0 = 2,5—3$ — средняя, при $S_0 > 4,5$ — низкая. Коэффициент сортировки лёссов обычно не превышает 2,5; лёссовидные породы относятся к средне-, реже к плохо отсортированным.

Особенности гранулометрического анализа лёссовых пород. Наиболее мелкодисперсные частицы в лёссовых породах находятся в форме макро- и микроагрегатов, различающихся по размеру, водоустойчивости и механической прочности. Макро- и микроагрегаты возникают или распадаются при том или ином воздействии на грунт (растирание, изменение концентрации электролитов и pH среды и т. п.). Поэтому на результаты гранулометрических анализов лёссовых пород, особенно тяжелых их разновидностей, большое влияние оказывает методика подготовки к анализу. Чем интенсивнее воздействие на грунттовую навеску, тем больше выход мелкодисперсных частиц.

Подготовка к анализу по микроагрегатной схеме состоит в растирании и кипячении грунта. Так как суспензия лёссовых пород часто коагулирует, то к ней добавляют в небольшом количестве стабилизаторы — растворы NH_4OH и NaOH . Об элементарном составе грунта судят по данным анализа по дисперсной схеме, предусматривающей кроме механического воздействия также химическую и физико-химическую обработку грунттовой навески (методы Н. А. Качинского, С. С. Морозова, пирофосфатный и др.).

По данным анализов по микроагрегатной и дисперсной схемам вычисляют показатель микроагрегатности (разность в содержании частиц менее 0,002 мм при этих анализах). Чем он больше, тем выше агрегатность грунта. Лёссовые породы по визуальным признакам менее дисперсны, чем это следует из данных гранулометрических анализов. В средних и тяжелых лёссовидных суглинках глинистое вещество находится частично в форме псевдоморфоз, имеющих размер пылеватых частиц. При подготовке к анализу псевдоморфозы и частично микроагрегаты распадаются, что заметно повышает глинистость грунта.

Причины повышенной пылеватости. Формирование лёссовых пород происходило в условиях сухого климата, при котором дезинтеграция зерен идет лишь до размера, примерно соответствующего нижней границе пылевой фракции. Насыщенность поглощающего комплекса Ca^{2+} и Mg^{2+} , большое количество электролитов и пленки карбонатных солей на частицах способствуют повышению содержания микроагрегатов, имеющих размер пылеватых и мелкопесчаных частиц.

В разновидностях лёссовых пород северной части Русской равнины (Киевская, Черниговская, Смоленская и другие области)

крупнопылеватые частицы почти полностью первичны, представлены преимущественно кварцем и составляют 57—69% от общего количества пылевой фракции, содержание которой равно 73—83%. Микроагрегатность грунтов слабая. На юге Украины легкие и средние лёссовидные суглинки соответствуют по элементарному составу тяжелым суглинкам и глинам. Микроагрегатность этих грунтов значительная.

Обогащение пылевым материалом происходило также при переносе мелкозернистых продуктов выветривания. Слабо развитая растительность перигляциальной зоны благоприятствовала процессам эрозии и денудации. Усиленному развеванию подвергаются пылеватые частицы в пустынях и полупустынях. Образование пылеватого материала сопровождаются такие процессы почвообразования, как подзолообразование, осолодение, осолонцевание. Почвы размывались тальми водами, а в сухое время перевеивались ветрами.

Зональность гранулометрического состава. В направлении с севера на юг гранулометрический состав лёссовых пород Русской равнины становится более глинистым. В области оледенения он супесчано-суглинистый (частиц менее 0,01 мм 20—25%, на юге области — до 35%). Южная граница области оледенения, проходящая примерно по линии Шепетовка — Житомир — Нежин — Глухов, является северным краем зоны сплошного распространения лёсса. Вне области оледенения лёссовые породы становятся суглинистыми (частиц менее 0,01 мм 35—50%). На самом юге распространен «глинистый» лёсс, содержащий более 50% частиц менее 0,01 мм [Берг, 1947]. Отмеченная зональность наиболее выражена в лёссовых породах надпойменных террас рек, текущих с севера на юг. Она не выявлена для возвышенностей (Донбасс, Среднерусская и Приволжская возвышенности), на которых лёссовые породы маломощны и содержат примесь местного материала.

Степень микроагрегатности в направлении с севера на юг возрастает, что связано с увеличением глинистости лёссовых пород и минерализации поровых растворов. Доля микроагрегатов среди пылеватых частиц на юге Русской равнины достигает 25—50%.

Отмечается еще одна закономерность изменения гранулометрического состава лёссовых пород: в направлении от водоразделов к рекам они становятся грубодисперснее. Лёсс на террасах Днепра, Северского Донца, Южного Буга и других крупных рек не только Русской равнины, но и Западной Сибири, Средней Азии и Северной Америки менее дисперсен, чем лёсс плато; чем ниже терраса, тем грубодисперснее лёсс.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Основные физические свойства. Естественная влажность лёссовых пород незначительна. В степной зоне влажность лёссов колеблется от 4—7 до 12—16%, лёссовидных суглинков от

9 до 25% (реже более). Так, естественная влажность верхнечетвертичного лёсса юга Приднепровской возвышенности составляет в среднем 11—12%, а средне- и нижнечетвертичных лёссовидных суглинков — 17—18%.

На влажность лёссовых пород влияют климатические условия, уровень грунтовых вод, состав пород, условия рельефа и микро-рельефа и т. п. С глубиной естественная влажность обычно возрастает, но не закономерно. В верхнем горизонте лёссовой толщи (примерно 1—1,5 м от дневной поверхности) влажность изменяется в зависимости от времени года, количества и характера выпадения атмосферных осадков, микрорельефа и т. п. На водораздельных участках в районе г. Ростова-на-Дону суточные колебания влажности наблюдаются до глубины 0,25—0,35 м, сезонные — до глубины 0,5—1,0 м, годовые — до глубины 1,5—3,5 м [Ларрионов, Приклонский, Ананьев, 1959].

В среднем горизонте лёссовой толщи степной и полупустынной зон влажность более или менее постоянна или изменяется очень медленно («мертвый» горизонт Г. Н. Высоцкого). Это объясняется превышением испарения над осадками и влиянием мощной влаго-расходующей растительности. Средний горизонт обычно превышает по мощности верхний и нижний; в нем сказывается влияние капиллярной каймы грунтовых вод. Влажность пород с глубиной обычно повышается.

Естественная влажность лёссов обычно несколько меньше влажности нижнего предела пластичности, что указывает на преобладание достаточно прочносвязанной воды. Степень влажности лёссов колеблется от 0,3—0,4 до 0,6—0,7. Естественная влажность лёссовых пород изменяется в общем зонально. В районах повышенного увлажнения (в лесной зоне и на севере лесостепи) она колеблется от 14—17 до 35%, на юге Украины — от 3 до 22%. Высокая естественная влажность (16—22%, реже более) характерна для нижнечетвертичных лёссовидных суглинков, залегающих на водоупорных красно-бурых глинах. Низкую влажность имеют лёссовые породы в восточных частях Ставрополя (3,3—19,4%) и Предкавказья (9,2—10,8%).

Плотность. Высокодисперсные частицы грунтов облекаются слоем прочносвязанной воды, обладающей повышенной плотностью. Это обстоятельство, а также растворение легкорастворимых солей несколько завышают плотность лёссовых пород. Точное ее определение возможно лишь в нейтральной жидкости (бензин, спирт и др.). Органические остатки и гумус понижают значение плотности.

Плотность лёссов (2600—2690 кг/м³) ниже, чем средних и тяжелых лёссовидных суглинков и глин (2700—2750 кг/м³). В пределах гор и предгорий в связи с различиями лёссовых пород по минеральному составу плотность их колеблется в более широких пределах (2540—2840 кг/м³).

Объемная масса лёссовых пород колеблется в значительных пределах — от 1330 до 2090 кг/м³. Вследствие высокой порис-

тости и малой влажности лёссы по сравнению с лёссовидными суглинками и глинами характеризуются более низкими значениями объемной массы и объемной массы скелета. В районе Кривого Рога (правобережное Приднепровье), например, объемная масса валдайского и московского лёссов колеблется в пределах 1340—1780 кг/м³ (1550 кг/м³)*, а нижнечетвертичных лёссовидных тяжелых суглинков и глин — 1700—2090 кг/м³ (1960 кг/м³). Объемная масса скелета этих грунтов соответственно равна 1280—1610 кг/м³ (1390 кг/м³) и 1490—1820 кг/м³ (1630 кг/м³).

На юге Украины лёссовая толща имеет ритмичное сложение, отдельные ее горизонты различаются по величине объемной массы грунта и объемной массы скелета, однако в общем с глубиной она возрастает. В связи с деградацией структуры, близостью грунтовых вод и повышенной глинистостью объемная масса нижнечетвертичных лёссовидных пород значительная и практически равна величине ее при полном водонасыщении. Влажность лёссов верхнего горизонта уменьшается в направлении с севера на юго-восток. Поэтому объемная масса лёссов в лесной и лесостепной зонах выше, чем в степной зоне.

Пористость лёссовидных пород колеблется преимущественно от 38 до 59% (45%). В лёссовых породах выделяют крупные пустоты, межчастичные поры, макропоры и внутриагрегатные поры [Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959].

К крупным пустотам относятся: а) трещины; б) норки червей, корнеходы и замкнутые пустоты органического происхождения; в) кротовины; г) суффозионно-карстовые полости. Размер трещин от долей миллиметра до 20—40 см; это трещины усадки, оползневые и просадочные. Диаметр норок червей составляет 0,3—1,0 см, корнеходов — до 4 см. Норки и корнеходы понижают прочность и повышают водопроницаемость грунтов.

Поры между частицами в общей пористости лёссовидных пород занимают главное место. На их долю приходится 13—35% от объема грунта. Форма межчастичных пор неправильная, размер — 0,002—0,5 мм; по этим порам передвигается капиллярная и свободная вода.

Макропоры имеют размер от десятых долей миллиметра до 2—3 мм. Они представляют собой ветвящиеся трубчатые каналы, расположенные без видимой закономерности, но судя по анизотропии прочности и водопроницаемости, преимущественно вертикально. Ветвящиеся каналы являются следами корней травянистой растительности, т. е. имеют фитогенное происхождение. Макропоры обычно инкрустированы карбонатными солями. В нижнечетвертичных, наиболее увлажненных лёссовидных суглинках макропоры часто инкрустированы железисто-марганцевыми солями.

Макропоры в поперечном разрезе имеют разнообразное очертание. Грунт вблизи макропор может быть рыхлым или сцементированным.

* В скобках здесь и ниже указано среднее значение.

ванным карбонатными и органо-железистыми солями. Макропоры с инкрустированными стенками отличаются повышенной прочностью и являются устойчивым элементом строения лёссовых пород.

При увлажнении и приложении нагрузки крупные межчастичные поры, макропоры с рыхлыми стенками и пустоты сокращаются в объеме. Уменьшающуюся при этом часть общей пористости называют активной пористостью. Численно она равна разнице между коэффициентом пористости (e_p) до и после (e'_p) увлажнения грунта, находящегося под нагрузкой P .

Внутриагрегатную пористость составляют поры между частицами в микроагрегатах. Эта пористость влияет на влагоемкость, водо- и воздухопроницаемость, водостойчивость. Пористость лёссов близка к пористости при наиболее рыхлой укладке зерен (47,6%). Внутриагрегатная пористость лёссовидных суглинков равна 27—30%. Как видно, плотность укладки частиц в агрегатах высока и примерно такая же, как и при укладке зерен по гексагональной системе (25,9%). Доля внутриагрегатной пористости в общей пористости возрастает с повышением микроагрегатности.

Высокая общая пористость лёссов связана в некоторой мере с их однородным (пылеватым) гранулометрическим составом. Лёссовидные суглинки имеют более разнородный и глинистый состав, что сказывается на пористости. Так, пористость верхнечетвертичных лёссов района Кривого Рога колеблется от 44 до 53% (48%), а тяжелых нижнечетвертичных лёссовидных суглинков — от 36 до 42% (38%).

В лесной зоне и на севере лесостепи лёссовые породы вследствие неоднородности состава и некоторой деградации структуры имеют пористость 35—40%, тогда как в степной зоне пористость лёссов равна 42—50% (46—48%).

Пористость лёссовых пород с глубиной несколько уменьшается, что объясняется не гравитационным уплотнением их, а преобладанием в нижней части лёссовой толщи лёссовидных суглинков, которые менее однородны, чем лёссы. Пористость лёссов обычно больше, чем одновозрастных лёссовидных суглинков.

Водно-физические свойства и водопроницаемость. Гигроскопичность и максимальная гигроскопичность. Влажность лёссовых пород превышает максимальную гигроскопичность. Исключением является лишь поверхностный слой лёссовых пород в аридной зоне. Гигроскопичность и максимальная гигроскопичность лёссов равна соответственно 1,5—3 и 3—7%; лёссовидных средних и тяжелых суглинков — 3—7 и 5—10%. Чем больше удельная поверхность грунтов, тем выше гигроскопичность и максимальная гигроскопичность. Гигроскопические соли (NaCl , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , MgSO_4), повышающие количество адсорбированной воды, характерны для лёссовых пород засушливых областей.

Отношение максимальной гигроскопичности к гигроскопичности равно примерно 2. Для лёссов Калининской области оно составляет $5,16 : 2,60 = 1,98$; для лёссовидного суглинка Московской

области $9,22:4,31 = 2,14$ [Морозов, 1939]; для рязанских супесчаных лёссов (2,89—3,00) : (1,50—1,75), а для суглинистых лёссов (3,52—5,03) : (2,72—2,88).

Максимальная молекулярная влагоемкость лёссовых пород близка к их естественной влажности. В лёссах она равна 13—16%, в лёссовидных тяжелых суглинках и глинах — 14—21%.

Высота капиллярного поднятия воды и капиллярная влагоемкость. Капиллярное поднятие вод в лёссовых породах, заметное по потемнению их окраски, достигает 1,5—3,5 м. Макропоры и крупные пустоты препятствуют капиллярному поднятию. В зоне капиллярной каймы часто отмечаются обвалы стенок выработок и котлованов.

Капиллярная влагоемкость лёссовых пород снизу вверх уменьшается, так как вода по мере продвижения к границе капиллярной каймы заполняет только более мелкие поры. В лёссах разница между капиллярной и полной влагоемкостью заметна, в тяжелых лёссовидных суглинках она почти отсутствует. Капиллярная влагоемкость тяжелых лёссовидных суглинков составляет 32,4%, полная — 32,6% [Морозов, 1949б]. Капиллярная влагоемкость лёссовидных суглинков колеблется от 20 до 33%. В нижней части капиллярной зоны влагоемкость пород практически полная.

В лёссовых породах одновременно содержатся различные виды воды. По мнению Н. И. Кригера [1973, 1975], в зависимости от относительного преобладания того или иного вида воды следует различать ее парагенетические комплексы, находящиеся в термодинамическом равновесии с окружающей средой. Основные комплексы следующие: малоподвижный (прочносвязанная вода), диффузионный (рыхлосвязанная вода), капиллярный (капиллярная вода), гравитационный (свободная вода). Влажность лёссовых пород в указанных парагенетических комплексах составляет соответственно менее 9%, 10—17, 18—24, 25—31%. Эти данные получены в результате многочисленных определений влажности лёссовых грунтов при полевых работах. Миграция влаги в лёссовых породах происходит не только путем ее инфильтрации, но и главным образом под влиянием осмотического, температурного и других потенциалов.

Водно-физические свойства лёссовых пород тесно связаны с их составом и поэтому изменяются зонально. Так, для грубодисперсных лёссовых пород лесостепи Приднепровской низменности максимальная гигроскопичность равна 2,40—3,91%, максимальная молекулярная влагоемкость — 12,9—14,8%. В лёссовых породах более южных районов, например на юге Приднепровской возвышенности, эти показатели колеблются в пределах соответственно 5,3—7,6 и 12,9—17,2%.

Водопроницаемость лёссовых пород существенно зависит от их текстурных особенностей (трещин, норок червей, пустот и др.) и гранулометрического состава. Коэффициент фильтрации

изменяется в широких пределах — от 10^{-8} до 10^{-3} м/с, но в среднем составляет примерно 10^{-5} м/с.

Вертикальная (преимущественно) ориентировка макропор приводит к анизотропии фильтрационных свойств. Коэффициент фильтрации, определявшийся в компрессионных приборах под нагрузкой от 0,1 до 0,4 МПа, составил: в лёссах района Кривого Рога в вертикальном направлении $1,2 \cdot 10^{-7}$ — $2,2 \cdot 10^{-8}$ м/с, в горизонтальном — $1,1 \cdot 10^{-8}$ — $3 \cdot 10^{-9}$ м/с; в тяжелых лёссовидных суглинках в этих направлениях — соответственно $1,1 \cdot 10^{-7}$ — $1,2 \cdot 10^{-8}$ и $9,5 \cdot 10^{-9}$ м/с. Макропористость лучше выражена в лёссах и для них отношение коэффициентов фильтрации в вертикальном направлении к таковым в горизонтальном направлении колеблется от 1,7 до 11, а для тяжелых лёссовидных суглинков — лишь в пределах 1,2—2. В природных условиях водопроницаемость более высокая и анизотропия фильтрации выражена сильнее, так как несомненно, что в процессе опытов структура пород в значительной мере утрачивалась.

Повышенная водопроницаемость лёссовых пород объясняется не только макропористостью, но и их микроагрегатностью, понижающей гидрофильность и увеличивающей размеры межчастичных пор. На водопроницаемость влияет состав глинистых минералов и обменных катионов. Монтмориллонит-гидрофлюидные лёссовые породы, характеризующиеся значительной дисперсностью, менее водопроницаемы, чем каолинит-кварц-гидрофлюидные. При насыщении обменного комплекса Na^+ водопроницаемость пород резко уменьшается.

Коэффициент фильтрации сильно колеблется и достигает максимальной величины в верхнем 2—3-метровом слое лёссовых пород, в изобилии содержащем кротовины, норки червей и частично затронутом почвообразованием. С глубиной количество крупных пустот и макропор уменьшается, объемная масса скелета увеличивается, что вызывает понижение водопроницаемости. Например, для верхнего 2—3-метрового слоя лёссовидных суглинков Донбасса коэффициент фильтрации (по данным полевых опытов) составляет $(0,3—1,0) \cdot 10^{-6}$ м/с ($0,5 \cdot 10^{-6}$ м/с); в нижележащих лёссовидных суглинках $(0,05—0,3) \cdot 10^{-6}$ м/с ($0,15 \cdot 10^{-6}$ м/с). На юге Приднепровской возвышенности (водораздел Днепр — Саксагань) коэффициент фильтрации верхнечетвертичных лёссовых пород составляет $(0,04—3,32) \cdot 10^{-6}$ м/с ($0,54 \cdot 10^{-6}$ м/с), а нижнечетвертичных $(0,01—0,076) \cdot 10^{-6}$ м/с ($0,03 \cdot 10^{-6}$ м/с).

На первой стадии увлажнения лёссовых пород происходит значительное впитывание воды. Принято считать, что при стабилизации расхода движение воды подчиняется закону Дарси и при этом все поры грунта заполнены водой. Однако даже в непосредственной близости от каналов поры заполнены водой не полностью. Вода растекается и движение ее в пленочной форме происходит через широкое сечение, влажность лёссовых пород повышается на расстоянии до 60 м в стороны от канала [Денисов, 1953].

Водопроницаемость лёссовых пород с течением времени понижается, в начале фильтрационного опыта она в несколько раз выше, чем в последующем. При длительной фильтрации происходит коагуляция пор и вымывание солей, сопровождающееся дезагрегацией грунта. При использовании лёссовых пород в качестве материала для земляных сооружений их уплотняют, что приводит к увеличению объемной массы скелета и снижению водопроницаемости. При уплотнении лёссов юга Приднепровской возвышенности увеличение объемной массы скелета от 1530—1570 до 1830 кг/м³ вызвало уменьшение коэффициента фильтрации от $(4,1—4,5) \cdot 10^{-10}$ до $(3,4—5,9) \cdot 10^{-11}$ м/с; при увеличении объемной массы скелета тяжелых лёссовидных суглинков от 1500 до 1750 кг/м³ коэффициент фильтрации уменьшился в 19 раз (от $1,9 \cdot 10^{-10}$ до $9,8 \cdot 10^{-11}$ м/с).

Пластичность. В лёссовых породах показатели пластичности изменяются в широких пределах ($W_L = 0,20—0,48$, $W_p = 0,15—0,23$, $J_p = 0,02—0,27$). Однако собственно лёссы малопластичны ($J_p = 0,02—0,11$). Лёссовидные средние и тяжелые суглинки и глины имеют более высокую пластичность ($J_p = 0,11—0,27$). Влажность на нижнем пределе пластичности несколько ниже (на 1—3%) максимальной молекулярной влагоемкости.

В погребенных почвах содержание гумуса не превышает 0,5—1,5%; гумус в значительной мере утратил коллоидальную природу и его присутствие мало сказывается на показателях пластичности.

В различных лёссовых породах при замещении поглощенного Ca^{2+} на Na^+ отмечается повышение дисперсности, пластичности, набухания, усадки и снижение водопроницаемости [Морозов, 1957]. Чем выше емкость поглощения, тем заметнее изменяются эти свойства.

Водорастворимые соли, находящиеся в лёссовых породах в свободном виде, понижают показатели пластичности. Как видно из данных табл. 19, под действием электролита уменьшается верхний предел пластичности, т. е. количество очень рыхло связанной воды; изменение нижнего предела не превышает погрешности опыта. Присутствие $CaCO_3$ влияет на пластичность и другие свойства лёссовых пород. Наблюдения в природе и экспериментальные данные свидетельствуют, что удаление карбонатных солей повышает глинистость и число пластичности пород. С другой стороны, добавки (от 0,5 до 20%) порошка ($<0,1$ мм) $CaCO_3$ к лёссу, уже содержащему 12% $CaCO_3$, не выявили влияния этой соли на показатели пластичности. Некоторое понижение максимальной гигроскопичности (от 6,1 до 3,1%) и максимальной молекулярной влагоемкости (от 15,3 до 12,4%) показывает, что добавки $CaCO_3$ несколько укрупнили гранулометрический состав исходной породы [Лысенко, 1967].

Показатели пластичности зависят главным образом от состава лёссовых пород. Поэтому они, так же как и состав, изменяются зонально. Так, в Белоруссии верхний предел пластичности лёссовых пород равен в среднем 0,26, нижний предел — 0,21, число

пластичности — 0,05, для лёсса на юге Приднепровской возвышенности эти показатели равны соответственно 0,31; 0,17 и 0,14, а для местных нижнечетвертичных тяжелых суглинков 0,39; 0,19 и 0,20. Вследствие аридности климата и относительной близости областей сноса лёссовые породы в Средней Азии и Восточном Предкавказье более грубодисперсны и менее пластичны, чем на юге Украины.

Т а б л и ц а 19
Влияние раствора NaCl на показатели пластичности

Грунт, глубина отбора образца	Вариант опыта*	Верхний предел пластичности	Нижний предел пластичности	Число пластичности
Лёссовидный тяжелый суглинок (Донбасс), 2,6—2,8 м	а	0,45	0,25	0,20
	б	0,36	0,26	0,10
Лёссовидный тяжелый суглинок (Криворожье), 9,8—10 м	а	0,39	0,23	0,16
	б	0,34	0,22	0,12

* а — при замесах грунта на дистиллированной воде. б — на насыщенном растворе NaCl.

Набухание, размокание, усадка и липкость. К набуханию способны главным образом тяжелые лёссовидные суглинки. Значительная пористость, небольшое содержание глинистых частиц, микроагрегатность и другие особенности лёссов вызывают не набухание их, а уменьшение объема, т. е. просадочную деформацию.

Величина набухания определяется прежде всего содержанием глинистых частиц, наиболее способных связывать воду. Влажность набухания частиц менее 1 мк, выделенных из лёссовой породы, весьма значительна (319,6%), тогда как частицы крупнее 5 мк практически не набухают [Морозов, 1949б]. Наибольшее набухание свойственно монтмориллонит-гидрослюдистым, а наименьшее — каолинит-кварц-гидрослюдистым лёссовидным суглинкам. Процесс набухания первых длится до 6—8 сут, вторых — 1—2 сут.

При естественном сложении грунта набухание меньше, чем при нарушенном. Для оценки влияния сложения определяют набухание при естественном и нарушенном сложении грунта, но с одинаковой в обоих случаях пористостью и влажностью. Подобный опыт с верхнечетвертичным лёссовидным суглинком (водораздел Днепр — Саксагань) показал, что при естественном сложении набухание равно 4,6%, при нарушенном — 10,2%. Для лёссовидного суглинка (вскрышная порода Лебединского железорудного месторождения КМА) набухание в этих случаях составило соответственно 4,2 и 14,5%.

Тяжелые лёссовидные суглинки набухают под некоторым внешним давлением. Образцы этих пород (Донбасс), имевшие влажность 15—18%, испытывались при свободном набухании и под давлением 0,001 МПа [Лысенко, 1967]. Свободное набухание пород составило в среднем 4,3%, а при нагрузке — 1,6%. Как видно,

даже небольшое давление снижает набухание в 2,7 раза. Набухание противодействует просадочности лёссовых пород. Однако в откосах каналов и выемок набухающие породы имеют пониженную прочность, что способствует оползневым деформациям откосов и нарушению цельности облицовки. Набухание, сменяющееся усадкой, вызывает образование трещин.

Размокание. Лёссы хорошо размокают в воде и распадаются на структурные элементы. Размоканию способствуют малая влажность, пылеватый состав, микроагрегатность, рыхлость сложения лёссов. Вода быстро проникает внутрь образцов, гидратация частиц происходит практически одновременно во всем их объеме и они полностью разрушаются. Интенсивность распада тем выше, чем меньше влажность грунта.

Из 220 образцов лёссовых пород, испытывавшихся при естественной влажности, 78% распались менее чем за 1 мин, 14% — за период от 1 до 3 мин, 6% — более чем за 5 мин. Наименьшее время (5—25 с) необходимо для распада лёссов [Краев, 1956]. Лёссовидные тяжелые суглинки Донбасса распадаются в воде сравнительно медленно (0,5—5 мин и более). Опыты на размокание весьма условны, однако они позволяют приблизительно судить о водоустойчивости лёссовых пород при заполнении водой открытых выработок и чаш водохранилищ.

Размывание лёссовых пород связано с их способностью противостоять действию текучей воды. Это свойство изучено недостаточно, хотя его следует учитывать для успешной работы гидротехнических и мелиоративных сооружений, а также для прогноза переработки берегов водохранилищ. Размываемость грунтов изучают как в естественных условиях (наблюдения за работой текучих вод в земляных сооружениях), так и в лаборатории (размыв монолитов в лотках). В зависимости от характера лёссовых пород размыв их происходит при скоростях движения воды от 0,3 до 1,6 м/с. При повышенной глинистости и цементации труднорастворимыми солями размываемость лёссовых пород уменьшается.

Усадка лёссовых пород при естественном сложении незначительна, нарушение сложения вызывает резкое ее увеличение. Разница между усадкой при нарушенной и естественной структурах грунта указывает на степень выраженности структурных связей; для лёссовых пород она может достигать нескольких сотен процентов. Объемная усадка лёссовых пород нарушенного сложения до предела усадки изменяется прямолинейно. При естественном сложении испарение значительного количества воды сказывается мало на уменьшении объема лёссовых пород.

Усадка зависит от начальной влажности, гранулометрического и минерального состава грунтов. Выделенные из лёссовых пород частицы крупнее 0,01 мм не обнаруживают линейной усадки. Частицы 0,01—0,005 мм в зависимости от минерального состава в одних случаях дают усадку, в других — нет; усадка частиц 0,005—0,001 мм составляет 5,74—7,83%, а частиц менее 0,001 мм — 9,09—17,36% [Морозов, 1949б].

Легко- и среднерастворимые соли (NaCl , Na_2CO_3 , MgSO_4 и др.) уменьшают усадку, замедляют ее процесс и повышают трещиноватость лёссовых пород. Эти соли более гидрофильны, чем терригенные частицы. Поэтому засоление замедляет скорость испарения воды, частично предотвращает трещинообразование и придает монолитность грунтам в земляных сооружениях [Рождественский, 1960].

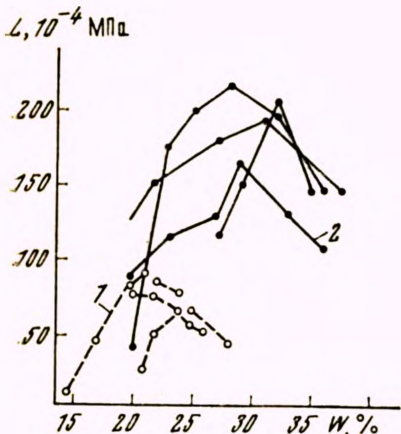


Рис. 49. Зависимость липкости L от влажности W :

1 — светло-палевый лёсс; 2 — красно-бурый тяжелый лёссовидный суглинок

При увлажнении цементирующее действие карбонатных солей ослабевает, по мере высыхания соли соединяют частицы грунта, что снижает величину усадки. В опыте с киевским лёссом нарушенного сложения объемная усадка составила 2,3%, после удаления CaCO_3 — 4,3%, а после удаления CaCO_3 и насыщения грунта Na^+ — 5,1%. В криворожском лёссовидном суглинке в аналогичном опыте объемная усадка повысилась от 3,8 до 8,7%.

Липкость лёссовых пород зависит от содержания глинистых частиц и их минерального состава.

Как правило, липкость лёссов меньше, чем лёссовидных суглинков. В одном из опытов максимальная липкость лёссовидного суглинка составила 0,006 МПа, тогда как липкость частиц менее 0,001 мм, выделенных из этого грунта — 0,117 МПа. Карбонатность и насыщенность обменным Ca^{2+} понижает липкость.

Результаты определения липкости лёссов и тяжелых лёссовидных суглинков Криворожья представлены на рис. 49. Как видно из рисунка, максимальная липкость первых составляет 0,0056—0,0088 МПа, а тяжелых лёссовидных суглинков — 0,0166—0,0218 МПа; влажность при максимальной липкости равна соответственно 21—25 и 28—32%.

Как и состав лёссовых пород Русской равнины, липкость изменяется зонально. Величина ее с севера на юг в общем увеличивается. Так, максимальная липкость лёссовидных суглинков Калининской области составляет 0,0042—0,0070 МПа [Морозов, 1949б], тогда как на юге Приднепровской возвышенности она достигает 0,015—0,020 МПа.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Прочность при одноосном сжатии в зависимости от состава лёссовых пород, влажности и текстурно-структурных особенностей колеблется от 0,07 до 0,14 МПа. Наиболее высокую прочность имеют тяжелые лёссовидные суглинки и глины. Как правило, проч-

ность лёссовых пород перпендикулярно напластованию, т. е. в вертикальном направлении несколько выше, чем в горизонтальном.

Образцы (диаметр 25 мм, высота 35 мм) верхнечетвертичных лёссовидных суглинков с водораздела Днепр — Саксагань испытывались при различной влажности и ориентировке давления по отношению к преимущественному направлению макропор. Образец с нарушенной структурой имел такую же пористость и влажность, что и грунт естественного сложения. Результаты испытаний представлены в табл. 20.

Таблица 20

Влияние влажности грунта и ориентировки образцов на прочность при сжатии

Схема опыта	Состояние грунта*	Влажность грунта, %	Предел прочности на сжатие, МПа
Сжатие параллельно направлению макропор	а	12,1	0,312
	б	3,1	0,562
	в	—	0,812
Сжатие перпендикулярно направлению макропор	а	12,1	0,250
	б	3,1	0,500
	в	—	0,562
Сжатие грунта нарушенного сложения	а	12,1	0,187
	б	3,1	0,437
	в	—	0,500

* а — невысушенный, б — воздушно-сухой, в — после высушивания до абсолютно сухого состояния.

Как видно из данных табл. 20, при уменьшении влажности от 12,1% до абсолютно сухого состояния сопротивление сжатию возрастает в 2,2—2,7 раза. Прочность особенно увеличивается при высушивании грунта до воздушно-сухого состояния. Возрастание прочности происходит за счет утончения водно-коллоидных пленок и повышения вязкости карбонатных солей. Стенки макропор, инкрустированные карбонатными солями, играют роль жесткого каркаса. Наибольшее сопротивление сжатию наблюдается при совпадении направления сжимающего усилия с направлением ориентировки макропор. В этом случае для невысушенного грунта коэффициент структурной прочности составляет $0,312/0,187 \approx 1,7$.

Карбонатные соли и обменные катионы влияют на прочность грунтов. Для лёссовых грунтов, находившихся в различном исходном состоянии, определялись водно-физические свойства, формовались (при одинаковой во всех случаях консистенции) кубики, которые испытывались на сжатие в воздушно-сухом состоянии. Результаты опытов приведены в табл. 21.

Известно, что прочность более дисперсных глинистых грунтов после высушивания выше, чем менее дисперсных. При удалении CaCO_3 и особенно после насыщения поглощающего комплекса

Na⁺ отмечается повышение показателей пластичности и водно-физических свойств. Однако, как видно из табл. 21, предел прочности при этом уменьшается. Наиболее вероятно этот факт объясняется тем, что в опытах по варианту «а» возникали (за счет CaCO₃) связи жесткого типа. Они, по-видимому, имели место и в опытах по варианту «б» вследствие соединения Ca²⁺ с CO₂ воздуха. Более низкая по сравнению с вариантом «а» прочность образцов объясняется ограниченной возможностью образования CaCO₃. В опытах по варианту «в» жесткие связи при высыхании не возникали и прочность повышалась только за счет глинистого цемента. Предел прочности при этом на 1,3—2,7 МПа меньше, чем при варианте «а».

Таблица 21

Влияние карбонатных солей и состава обменных катионов на свойства лёссовых грунтов

Грунт	Вариант опыта*	Карбонатность, %	Пределы пластичности		Число пластичности	Максимальная гигроскопичность, %	Максимальная молекулярная влагосмкость, %	Предел прочности на сжатие, МПа
			верхний	нижний				
Киевский лёсс	а	8,8	0,259	0,172	0,080	2,9	13,3	4,30
	б		0,262	0,184	0,078	3,2	14,5	3,30
	в		0,251	0,170	0,081	3,4	14,7	3,00
Ромненский лёсс	а	8,2	0,190	0,128	0,062	3,4	10,5	—
	б		0,195	0,146	0,049	3,6	10,8	1,75
	в		0,231	0,149	0,082	8,1	12,8	1,54
Рязанский лёсс	а	12,0	0,253	0,209	0,044	—	15,3	—
	б		0,284	0,222	0,062	—	16,7	—
	в		0,311	0,220	0,091	—	17,3	—
Приуральский лёссовидный суглинок	а	16,1	0,400	0,189	0,211	5,9	17,2	8,00
	б		0,461	0,223	0,238	10,5	23,6	7,20
	в		0,545	0,251	0,294	11,5	28,9	5,30
Криворожский лёссовидный суглинок	а	16,0	0,390	0,239	0,151	—	14,6	—
	б		0,433	0,216	0,217	10,0	20,6	2,75
	в		0,445	0,220	0,225	12,0	22,0	1,00

* а — грунт с первоначальной карбонатностью; б — грунт после удаления карбонатов и насыщения поглощающего комплекса Ca²⁺; в — грунт после удаления карбонатов и насыщения поглощающего комплекса Na⁺.

Представляет интерес вопрос об изменении прочности лёссовых пород с течением времени и в зависимости от содержания CaCO₃. Для выяснения его из лёсса района г. Рязани формовали (при одинаковой во всех случаях консистенции) образцы размером 2 × 2 × 2 см; такие же образцы изготовляли из смесей грунта с различным количеством порошкообразного (<0,1 мм) CaCO₃. Образцы в воздушно-сухом состоянии испытывали на прочность через различные промежутки времени. Результаты опытов приведены в табл. 22.

Таблица 22

Изменение прочности лёссового грунта и смесей его с порошком CaCO_3 с течением времени

Время высушивания	Предел прочности на сжатие, МПа			
	Добавка CaCO_3			
	0	5	10	15
11 дней	2,58	1,96	2,21	1,45
30 дней	3,16	3,33	3,40	2,94
2 месяца	3,83	3,00	3,00	3,05
3 месяца	4,05	3,60	3,70	3,10
1 год 20 дней	4,14	3,25	3,47	3,17
2 года	4,50	4,38	4,00	3,25

Как видно из данных табл. 22, с течением времени отмечается некоторое возрастание прочности лёссового грунта; наиболее заметно оно в период высушивания между 11-м и 30-м днями. Увеличение прочности в значительной мере объясняется частичной перекристаллизацией карбонатных солей. Четкая закономерность в изменении прочности смесей с возрастанием содержания CaCO_3 отсутствует, однако некоторое уменьшение ее несомненно. Это связано с тем, что состав смесей становится более грубодисперсным.

Компрессионные свойства. Для лёссовых пород свойствен смешанный характер структурных связей; прочность их обусловлена как водно-коллоидными (глинистым цементом), так и кристаллизационно-конденсационными связями.

Лёссы имеют малую влажность, поры в них заняты пленочной водой и воздухом, преимущественно сообщающимся с атмосферой. Лёссовидные средние и тяжелые суглинки и глины характеризуются повышенной влажностью и присутствием защемленного воздуха; сжатие их сопровождается частичным растворением воздуха в воде и некоторым ее удалением.

Вода оказывает первостепенное влияние на прочность лёссовых пород. Повышение влажности вызывает размягчение кристаллизационных связей и утолщение водно-коллоидных пленок. Поэтому чем большую влажность имеет лёссовая порода, тем при прочих равных условиях она менее прочна.

Влияние структурной прочности на сжимаемость сказывается в том, что компрессионные кривые лёссовых грунтов расположены выше, чем кривые тех же грунтов, но в нарушенном сложении. Если давление превосходит структурную прочность грунта, то происходит разрушение жестких связей. В лёссах оно наступает при нагрузке до 0,05—0,2 МПа, в лёссовидных тяжелых суглинках — при более значительной нагрузке. Простые соли влияют на количество очень рыхло связанной воды; в зависимости от концентрации поровых растворов происходит обезвоживание и коагуляция либо гидратация и пептизация грунта. В первом случае соли способствуют, а во втором противодействуют сжатию грунтов.

В зависимости от состава, величины активной пористости, степени влажности и других факторов сжимаемость лёссовых грунтов неодинакова. Наибольшее различие наблюдается между лёссами, с одной стороны, и лёссовидными тяжелыми суглинками и глинами,— с другой. Приведем в качестве примера результаты

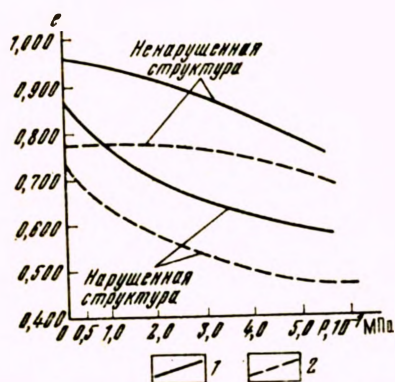


Рис. 50. Осредненные компрессионные кривые светло-палевого лёсса и красно-бурого тяжелого лёссовидного суглинка. 1 — светло-палевый лёсс; 2 — красно-бурый тяжелый лёссовидный суглинок

испытания верхнечетвертичного лёсса и нижнечетвертичного тяжелого лёссовидного суглинка района Криворожья (рис. 50). Лёссовидный тяжелый суглинок отличается от лёсса по цвету, более глинистому составу, малой пористости (38%) и большей увлажненности. Обращает на себя внимание значительная разница в начальной пористости этих грунтов ($\Delta e_n = 0,972 - 0,785 = 0,187$). При нагрузках от 0 до 0,6 МПа коэффициент пористости e лёсса изменяется от 0,972 до 0,755 ($\Delta e = 0,217$), а лёссовидного тяжелого суглинка — от 0,785 до 0,690 ($\Delta e = 0,095$). Коэффициент уплотнения соответственно равен 0,0036 и 0,0016 МПа⁻¹, т. е. различается бо-

лее чем вдвое. Консолидация осадки под нагрузками в тяжелых лёссовидных суглинках и глинах происходит, естественно, медленнее, чем в лёссах.

Компрессионные испытания, проводимые с увлажнением в начале уплотнения, характеризуют сжимаемость грунтов, замачиваемых в основаниях сооружений. Просадочные породы более сжимаемы, чем породы с частично деградированной лёссовой структурой. В диапазоне нагрузок 0—0,3 МПа коэффициент уплотнения этих пород составляет соответственно 0,0056—0,0072 и 0,0015—0,0028 МПа⁻¹. Деградация структуры, сопровождающаяся повышением степени влажности и уменьшением пористости, снижает способность лёссовых грунтов к сжатию. Для непросадочных древнечетвертичных лёссовых пород, скифских глин и отложений подов коэффициент уплотнения равен 0,0009—0,0017 МПа⁻¹.

О сжимаемости лёссовых грунтов можно также судить на основании испытаний пробными нагрузками. В этом случае при влажности 6—18% коэффициент уплотнения колеблется от 0,0005 до 0,0002 МПа⁻¹, что характерно для слабосжимаемых грунтов. При влажности 22—30%, превосходящей нижний предел пластичности, лёссовые породы характеризуются средней, реже слабой сжимаемостью. Модуль деформации лёссовых пород по данным пробных нагрузок колеблется от 2,3 до 52 МПа. Высокие значения его характерны для пород с влажностью менее 17—18%, при влажности 20—25% модуль деформации менее 15 МПа, при степени влаж-

ности более 0,8 — менее 4,5—5 МПа [Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959].

Уплотняемость. Лёссовые грунты применяют для возведения плотин и дамб гидротехнических сооружений, насыпей автомобильных и железных дорог. С целью уменьшения водопроницаемости, деформативности и повышения прочности лёссовые грунты уплотняют. Уплотнение производят при оптимальной влажности, которая примерно на 1—3% меньше нижнего предела пластичности. При уплотнении лёсса южной части Приднепровья оптимальная влажность составляла 14—18%, средних и тяжелых лёссовидных суглинков — 17—19%. При естественном сложении объемная масса скелета лёсса равна 1380—1430 кг/м³, лёссовидного тяжелого суглинка — 1660—1680 кг/м³. После уплотнения максимальная объемная масса скелета этих грунтов колеблется от 1750 до 1810 кг/м³. Как видно, лёсс более способен к уплотнению, чем тяжелый лёссовидный суглинок [Лысенко и Горянский, 1950]. В производственных условиях при уплотнении укаткой слоев толщиной 0,17—0,30 м достигают объемной массы скелета 1650—1750 кг/м³ [Вихарев, 1953].

Представляет интерес вопрос о работе, затрачиваемой на уплотнение грунта при оптимальной влажности, а также динамика процесса уплотнения. Хотя для лёсса и тяжелого лёссовидного суглинка достигались близкие значения объемной массы скелета (1750—1810 кг/м³), на уплотнение первого затрачивалось работы примерно вдвое меньше, чем на уплотнение второго.

Уплотнение смесей из лёссовых грунтов с мелкозернистым песком показало, что объемная масса скелета после уплотнения увеличивается до 2040—2080 кг/м³ при уменьшении содержания глинистых частиц до 6—7%. С понижением числа пластичности оптимальная влажность уменьшается, а объемная масса скелета уплотненного грунта возрастает. Хорошо уплотняются тяжелые супеси и легкие суглинки — грунты, близкие по составу к оптимальным смесям. Оптимальная влажность лёссовых грунтов колеблется в незначительных пределах. Для одного и того же грунта при разной работе, затрачиваемой на уплотнение, она изменяется на 3%, для грунтов, различающихся по гранулометрическому составу, — на 6% [Вихарев, 1953].

Уплотняемость лёссовых грунтов растет не прямо пропорционально количеству работы: уже 20% общей затраченной работы соответствуют 70—75% от полной уплотняемости, а 50% работы — 87—90%. Таким образом, половина затрачиваемой на уплотнение работы идет на то, чтобы довести уплотнение от 87—90% до 100%. Это обстоятельство учитывают при уплотнении грунтов в земляных сооружениях.

Результаты уплотнения оцениваются путем сравнения свойства грунта до и после уплотнения. Время размокания в воде образцов лёсса составляет 10—25 с, после уплотнения оно возрастает до 20—50 мин, а в условиях покрытия образцов слоем песка толщиной 1 см после 5—10 дней нахождения их в воде они практически

не деформируются. На скорость размокания влияет влажность грунта при уплотнении. В наименьшей мере размокает грунт, уплотненный при оптимальной влажности.

Коэффициент фильтрации после уплотнения лёссовых грунтов резко понижается и обеспечивает необходимую их водопроницаемость. В опытах А. К. Ларионова [1952] он уменьшился в 70—100 раз и составил $(2-9) \cdot 10^{-7}$ м/с. Водопроницаемость зависит от величины объемной массы скелета грунта, достигаемой при уплотнении.

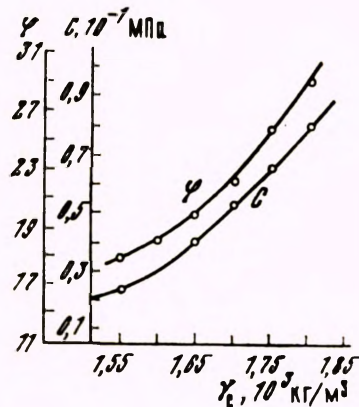


Рис. 51. График зависимости показателей сдвига φ и C от объемной массы скелета γ_s лёссовидного суглинка. По А. К. Ларионову

После уплотнения лёссовые грунты становятся непросадочными и слабожимаемыми. Сопротивление их сдвигу зависит от объемной массы скелета грунта. При испытаниях под водой по методике консолидированного сдвига для интервала объемной массы скелета грунта от 1570 до 1870 кг/м^3 показатели сдвига повысились до следующих значений: φ от $28^{\circ}30'$ до $34^{\circ}20'$ и C — от 0,012 до 0,065 МПа. Зависимость между показателями сдвига (φ и C) и объёмной массой скелета лёссовидного суглинка представлена на рис. 51. Маловлажные уплотненные

лёссовые грунты при водонасыщении набухают, вследствие чего прочность их понижается.

Сопротивление сдвигу лёссовых пород широко колеблется в зависимости от их состава, структурно-текстурных признаков, физического состояния. Относительная роль внутреннего трения и сцепления в сопротивлении сдвигу зависит от характера лёссовых грунтов. При методике консолидированного сдвига угол внутреннего трения изменяется от 14 до 30° , сцепление — от 0 до 0,04 МПа.

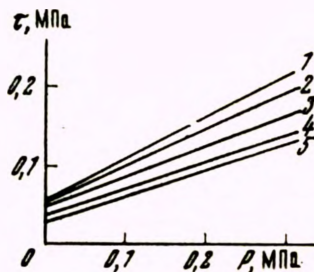
Неинкрустированные макропоры, норки червей, микро- и макротрещины и плоскости скольжения понижают сопротивление сдвигу. Сравнение сопротивления сдвигу лёссовых грунтов естественного и нарушенного сложения возможно только при одинаковой для обоих случаев пористости и влажности и при вертикальных нагрузках, не разрушающих структурную прочность. Нарушение естественного сложения не всегда уменьшает сопротивление сдвигу. По данным М. Н. Гольдштейна [1956], при высокой объемной массе скелета ($\gamma_s \geq 1800 \text{ кг/м}^3$) сопротивление сдвигу при естественном сложении грунта меньше, чем при нарушенном, при $\gamma_s \leq 1750 \text{ кг/м}^3$ — соотношение обратное.

Гранулометрический состав существенно влияет на характер сцепления. В лёссах сцепление обеспечивается главным образом кристаллизационными связями. В лёссовидных тяжелых суглинках значительную роль играет сцепление, связанное с водно-коллоидными связями (с глинистым цементом). Состав глинистых

минералов и обменных катионов, минерализация порового раствора и другие факторы, определяющие содержание очень рыхло связанной воды, влияют на сопротивление сдвигу. Карбонатные соли в тонкодисперсном состоянии и в виде пленок повышают сцепление, отчего возрастает сопротивление сдвигу. Выщелачивание солей понижает показатели сдвига.

Рис. 52. Влияние влажности грунтовых паст из лёссовидного суглинка на сопротивление сдвигу (при $G > 0,9$). По М. Н. Гольдштейну:

1 — $W = 16\%$, $\tau_c = 1,82$; 2 — $W = 17\%$, $\tau_c = 1,79$;
 3 — $W = 18\%$, $\tau_c = 1,76$; 4 — $W = 20\%$, $\tau_c = 1,70$;
 5 — $W = 22\%$, $\tau_c = 1,65$



Увлажнение резко уменьшает структурную связность лёссовых пород и сопротивление их сдвигу заметно снижаются. На это указывает, в частности, следующий опыт. При приложении касательных напряжений до 0,4 МПа к лёссовидному грунту с влажностью 9,1% сдвиг не происходил. Показатели сдвига этого грунта при влажности 13% таковы: $\varphi = 27^\circ$, $C = 0,05$ МПа, при замачивании в момент сдвига — $\varphi = 19^\circ$, $C = 0,015$ МПа [Гольдштейн, 1956].

Выбор методики испытаний на сдвиг определяется условиями работы грунта. В гидротехнических сооружениях лёссовые грунты неизбежно увлажняются. В этом случае сопротивление сдвигу следует определять для водонасыщенных грунтов по схемам консолидированного и неконсолидированного сдвига. Первая схема моделирует состояние грунта после стабилизации осадки от веса сооружений, вторая схема — устойчивость сдвигу в откосах, где грунт увлажняется за счет инфильтрации воды из каналов, капиллярной воды и атмосферных осадков. При испытаниях по первой схеме средние значения показателей сдвига лёссовидных суглинков Донбасса следующие: $\text{tg } \varphi = 0,44$; $C = 0,037$ МПа. Для лёссовидных суглинков Цимлянского гидроузла $\text{tg } \varphi = 0,275-0,300$, для лёссовидных супесей — $0,300-0,330$. Степень влажности G грунтов сказывается на величине сцепления. В опытах на сдвиг с лёссовидными суглинками Донбасса при $G < 0,90$ $\text{tg } \varphi$ колебался от 0,24 до 0,40, а C — от 0,028 до 0,039 МПа; при $G > 0,90$ указанные показатели колебались в пределах соответственно 0,27—0,40 и 0,022—0,038 МПа. Для расчета надводной части откосов учитывают опыты при малой степени влажности, а для подводной части откосов — при высокой.

Для оценки лёссовых пород как строительных материалов проводят опыты с грунтовыми пастами. С увеличением их влажности показатели сдвига уменьшаются. Для грунтовых паст из лёсса Криворожья получены следующие данные: при $W = 20\%$ $\varphi = 18^\circ 20'$, $C = 0,018$ МПа; при $W = 30\%$ $\varphi = 12^\circ 55'$, $C = 0,015$ МПа.

В уплотненном лёссовидном суглинке, сохраняющем постоянную степень влажности ($G > 0,9$), сопротивление сдвигу понижается (рис. 52) с увеличением влажности.

ПРОСАДОЧНОСТЬ

Просадки и дополнительные осадки. Под просадками понимают быстро и неравномерно протекающие деформации, возникающие под действием веса лёссовых пород при повышении их влажности. От просадок отличают дополнительные осадки, т. е. просадки, которые происходят при увлажнении грунтов только под действием внешней нагрузки. Просадочность — важнейшее свойство, исследование которого в значительной мере способствовало познанию лёссовых пород как грунтов особого литолого-генетического типа. Литература, в которой трактуется вопрос о просадочности, весьма многочисленна.

Просадки разделяют на две группы: 1) естественные, происходящие вследствие природного увлажнения лёссовых пород, и 2) техногенные, вызываемые хозяйственной деятельностью человека.

Естественные просадки, возникающие в результате эпигенетического преобразования лёссовых пород, приводят к образованию отрицательных форм микро- и мезорельефа; они могут быть как древними, так и современными. Приуроченные к ним породы непросадочны или слабопросадочны и нередко встречаются в ископаемом состоянии под толщей просадочных лёссовых пород. Современные просадочные формы рельефа (западины и блюдца) наблюдаются на поверхности водоразделов и верхних надпойменных террас.

В лёссовых породах Причерноморской низменности и Приазовья в большом количестве встречаются поды, размер которых в поперечнике колеблется от 10—20 м до нескольких километров. Во многих случаях отмечается линейная ориентация подов, свидетельствующая о том, что они представляют собой реликты ископаемых пресноводных водоемов лиманного типа, однако часть подов имеет просадочное происхождение.

Техногенные просадки возникают при проникновении в лёссовые породы воды из водохранилищ, каналов, при оросительных поливах, авариях водопроводов и т. п. Просадочные деформации вызывают образование вдоль каналов и водоемов трещин и террасовидных участков, ширина которых (на каждой из сторон канала) колеблется от 2 до 80 м, а длина — до 200—300 м. Эти участки чередуются с участками со слабо проявленными или совсем не выраженными просадочными деформациями. На просадочных участках возникает несколько (до 10—12) террас, относительная высота которых колеблется от 0,1 до 1 м. Просадочные деформации возрастают с увеличением количества воды, проникающей в лёссовую толщу. Очистка каналов или повышение напора воды нередко вызывает увеличение ранее образовавшихся деформаций и появление новых.

Опускания поверхности вокруг площадных и точечных источников увлажнения разнообразны по конфигурации и колеблются по глубине от 0,1 до 2,5 м. Просадочные трещины появляются в результате возникновения в грунтовом массиве перенапряжений при неровном оседании его различных блоков. Скорость проявления просадок весьма различна и зависит от характера лёссовых пород и других факторов.

Дополнительные осадки часто вызывают разнообразные деформации зданий и сооружений. Источники увлажнения, как и при собственно просадках, могут быть точечными (неисправные водопроводные трубы и краны и др.) и линейными (инфильтрация воды из каналов и др.). Дополнительные осадки происходят также при подъеме уровня грунтовых вод.

Факторы, влияющие на просадочность, разнообразны. Различают факторы внутренние, характеризующие лёссовые породы как геологические тела (генезис, мощность, состав и др.), и внешние по отношению к лёссовым породам (направление замачивания, минерализация воды и динамика ее поступления, величина нагрузки и т. п.). Рассмотрим в общих чертах влияние внутренних факторов, поскольку они имеют наиболее существенное значение для просадочности грунтов.

Генезис. Широко распространен взгляд, что эоловые лёссы болсе склонны к просадке, чем лёссы иного генетического типа и лёссовидные породы [Денисов, 1946; Обручев, 1948 и др.]. Однако нередко встречаются, например в Средней Азии, просадочные лёссы, которые в прошлом испытывали длительное увлажнение, но затем продолжительное время находились в субаэральной обстановке. Лёссовые грунты Восточного Предкавказья, покрытые коркой глинистого аллювия и, следовательно, находившиеся под водой, просадочны. Просадочные свойства в некоторой мере обратимы. Они восстанавливаются (обычно частично) при снижении влажности после дренажа производственных вод. Таким образом, нельзя непосредственно связывать просадочность с тем или иным генезисом лёссовых пород.

Геоморфологические условия. Наибольшая просадочность присуща лёссовым породам водоразделов и высоких надпойменных террас. В понижениях рельефа, например на нижних частях склонов возвышенностей, низких террасах, в балках, степных блюдцах и западинах, просадки слабо выражены или отсутствуют.

В горных областях с увеличением высоты местности просадочность лёссовых пород уменьшается, что объясняется повышением их увлажненности, глинистости и содержания крупнообломочного материала. Лёссовые породы на пологих склонах более увлажнены и поэтому менее просадочны, чем на крутых склонах. В пределах Русской равнины лёссовые породы на возвышенностях менее просадочны, чем на низменностях [Лысенко, 1967].

Содержание водорастворимых солей и гумуса. Ранее полагали, что причиной просадочности является выщелачи-

вание водорастворимых солей [Андрухин, 1937]. Однако стало очевидным несоответствие между количеством водорастворимых солей и величиной просадки. Значительная скорость просадок также противоречит этому мнению. Благодаря малому содержанию гумуса и утрате им коллоидных свойств присутствие его существенно не сказывается на просадочности лёссовых грунтов. По просадочности погребенные почвы занимают промежуточное положение между лёссами и лёссовидными суглинками.

Состав глинистых минералов в просадочных и непросадочных породах качественно сходен, но в количественном отношении несколько различен. В просадочных породах преобладают малогидрофильные минералы (гидрослюда, кварц, каолинит), в них мало глинистых частиц, поглощающий комплекс насыщен кальцием. Влияние монтмориллонита ограничено жесткими связями, создаваемыми водорастворимыми солями. Лёссовидные породы, дающие только дополнительную осадку, отличаются повышенным содержанием монтмориллонита.

Гранулометрический состав. Лёссы имеют существенно пылеватый состав; в пылевой фракции их преобладают элементарные крупнопылеватые частицы. Структурные связи между пылевыми частицами водонестойчивы, поэтому высокое содержание этой фракции способствует проявлению просадочных деформаций. Глинистые частицы препятствуют просадочности; они заполняют поры между пылевыми зернами, образуют вокруг них пленки, создают при увлажнении давление набухания. Поэтому между содержанием глинистых частиц и просадочностью существует корреляционная связь. Тяжелые лёссовидные суглинки и глины практически непросадочны.

Пористость просадочных лёссовых пород колеблется в пределах 40—55%. При просадочных явлениях она снижается на 5—10% и на просевших участках всегда ниже, чем на непросевших. Просадочность обычно связывают с высокой пористостью и присутствием макропор. Однако на просадочность влияет не столько общая пористость, сколько так называемая активная пористость, представленная преимущественно порами крупнее 0,02 мм.

Ранее полагали, что просадки происходят за счет оплывания макропор. В последующем было показано [Денисов, 1953], что многие макропоры являются устойчивым элементом строения лёссовых пород, образующим их жесткий каркас. Частицы и агрегаты при просадочных деформациях перемещаются не в макропоры, а в межчастичные поры. Однако макропоры, стенки которых не инкрустированы солями, разрушаются и, следовательно, их присутствие повышает просадочность. На Приднепровской возвышенности наиболее просадочны верхне- и среднечетвертичные лёссы, отличающиеся заметной макропористостью. В средне- и нижнечетвертичных лёссовидных суглинках и глинах макропор меньше и просадочность выражена слабо.

Связь между общей пористостью и коэффициентом макропористости при давлении до 0,05 МПа отсутствует, так как оно не-

достаточно для преодоления структурной прочности. При давлении 0,1—0,3 МПа намечается линейная зависимость, но с большим рассеиванием экспериментальных точек. Связь между указанными величинами слабая: коэффициент корреляции составляет 0,50 при средней квадратичной ошибке 0,05 [Кригер, Емельянова, 1953].

Чем выше пористость, тем при прочих равных условиях лёссовые породы более просадочны. Однако пористость — лишь один из факторов, влияющих на просадочность, и значение ее не следует переоценивать. Вопрос о том, за счет каких видов пористости происходят просадочные деформации, изучен недостаточно.

Структурная прочность и влажность. Просадочность лёссовых пород ранее объяснялась устранением влияния капиллярных менисков воды. При этом не учитывались свойства адсорбированной воды, процессы цементации и т. п. В настоящее время просадочность связывают со структурной прочностью, которая зависит от влажности и формируется преимущественно за счет водно-коллоидных пленок и цементации водорастворимыми солями.

Прочность лёссовых пород зависит от сцепления, возникающего при кристаллизации водорастворимых солей (солевой цемент), и глинистого цемента, который может придавать грунтам высокую прочность. Глинистый цемент создается тонкими водно-коллоидными и гидратно-ионными пленками. В лёссовидных тяжелых суглинках и глинах роль глинистого цемента выше, чем в лёссах. Соотношение между солевым и глинистым цементом влияет на просадочность лёссовых грунтов.

Прочность цемента тем выше, чем меньше влажность грунтов. С повышением влажности связывающее действие цемента постепенно утрачивается. Вода проникает в трещины кристаллического цемента, раздвигает их стенки и нарушает цельность цемента. Она также размягчает и частично растворяет простые соли. Расклинивающее действие воды ощутимо уже при влажности, близкой к максимальной молекулярной влагоемкости. Пленки воды облегчают скольжение частиц и агрегатов относительно друг друга.

Расклинивающим действием воды трудно объяснить просадки, проявляющиеся через продолжительное время после увлажнения. Наиболее вероятно, что длительная фильтрация воды приводит в лёссовых породах к снятию «солевой защиты», увеличению электрокинетического потенциала частиц и некоторой диспергации микроагрегатов. Прочность лёссовых пород и величина их просадки возрастают с уменьшением влажности. При малой влажности, характерной для просадочных лёссовых пород, осадка их при уплотнении до давления, при котором производят увлажнение, меньше, чем осадка, вызванная резким снижением прочности при увлажнении.

Недоуплотненность. Наиболее общей причиной просадочности является недоуплотненность лёссовых пород. В сухих областях при малой влажности в породах создаются структурные связи, препятствующие их уплотнению под весом отлагающихся выше осадков. Таким образом создается недоуплотненность по-

род. При увлажнении структурные связи утрачиваются и порода проседает под собственным весом. После этого пористость породы более соответствует давлению, чем до просадки («принцип Денисова») [Кригер, 1969]. Просадочными могут быть любые рыхлые породы, длительно находящиеся в субэаральной обстановке в условиях непромывочного режима.

Оценка просадочности. Косвенные методы. Предварительное суждение о просадочности возможно на основе следующих факторов: а) физико-географических и геологических; б) состава и состояния грунта.

Просадочные лёссовые породы распространены в областях с сухим климатом и приурочены к водоразделам, высоким террасам и верхним частям пологих склонов. Чем больше мощность пород, тем выше их суммарная просадочность. Верхний слой грунта (1—1,5 м) не деформируется и играет роль пригрузки. Заметная просадочность отмечается при мощности лёссовой толщи 3—7 м и более.

Мощность просадочной толщи принимают до отметки, превышающей на 1 м среднегодовой уровень грунтовых вод. Просадочные деформации возможны только при глубине грунтовых вод более 3—5 м. Глинистые породы, подстилающие лёссовую толщу, способствуют повышению уровня грунтовых вод, песчано-гравелистые породы оказывают обратное действие. Наличие в лёссовой толще слоев тяжелых лёссовидных суглинков снижает просадочную деформацию. Если слой грунта с деградированной лёссовой структурой превышает 3 м, то мощность просадочной толщи исчислят только до этого слоя. Присутствие конкреций уменьшает просадочность; обилие необызвествленных макропор и норок землероев увеличивает ее.

Влияние состава и состояния грунта выражается в следующем. В просадочных лёссовых породах преобладает крупнопылеватая фракция, состоящая из элементарных зерен. Содержание глинистой (преимущественно гидрослюдистой) фракции обычно не превышает 10—15%. В непросадочных грунтах в пылевой фракции много микроагрегатов и мелкопылеватых зерен; глинистых частиц — более 15—20%; в глинистой фракции отмечается повышенное содержание монтмориллонита.

Просадочные грунты имеют светло-палевую окраску, объемная масса скелета менее 1500 кг/м³, пористость выше 40%, влажность менее максимальной молекулярной влагоемкости, число пластичности менее 0,11. Непросадочные грунты характеризуются буровато-коричневой окраской, пористостью менее 40%, влажностью в 1,3—1,5 раза больше максимальной молекулярной влагоемкости, числом пластичности выше 0,14.

Для качественного суждения о просадочности используют эмпирические формулы.

1. По СНиП II-15—74 к просадочным относят лёссовые грунты, имеющие степень влажности менее 0,8 и показатель $P = (e_L - e) / (1 + e)$ менее 0,1; 0,17 и 0,24 при числе пластичности соответ-

ственно 0,01—0,1; 0,1—0,14 и 0,14—0,22 (где e и e_L — коэффициенты пористости грунта соответственно при природном сложении и при верхнем пределе пластичности).

2. Показатель уплотнения K Н. Я. Денисова: $K = e_L/e$. Грунты просадочные характеризуются $K < 1$; сильно просадочные — 0,5—0,75; грунты, дающие только дополнительную осадку 0,75—1.

3. Показатель уплотненности K_d В. А. Приклонского:

$$K_d = (e_L - e)/(e_L - e_p),$$

где e_p — коэффициент пористости при нижнем пределе пластичности; остальные значения см. выше.

Для просадочных грунтов $K_d < 0$.

Для качественной оценки просадочности используют и некоторые другие способы:

а) испытание капиллярно-насыщенного водой грунта штампом 1 см² до тех пор, пока глубина погружения не составит 3 мм. По величине «критического давления» $P_{кр}$ (в МПа), при котором отмечается указанное погружение, лёссовые грунты разделяют на непросадочные ($>0,15$), слабопросадочные (0,15—0,1), очень просадочные ($<0,10$) [Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959];

б) косвенное определение активной пористости путем измерения времени впитывания капли глицерина воздушно-сухим грунтом: чем меньше это время, тем выше активная пористость и более просадочен грунт.

Прямые методы оценки просадочности основаны на определении относительной просадочности в компрессионных приборах, испытании статическими штампами с замачиванием грунта при некоторой нагрузке и опытным замачиванием грунта в котловане.

В зависимости от просадки под собственным весом увлажненного грунта выделяют два типа грунтовых условий: 1) просадки менее 5 см и 2) просадки более 5 см.

Наиболее распространена оценка просадочности путем испытаний в компрессионных приборах. Относительную просадочность определяют по формуле

$$\delta_{пр} = \frac{h - h'}{h_0} = \frac{e_p - e'_p}{1 + e_0},$$

где h , e_p — высота и коэффициент пористости грунта, находящегося под давлением P , равным давлению от веса сооружения и вышележащего грунта; h' , e'_p — высота и коэффициент пористости грунта после замачивания при том же давлении; h_0 , e_0 — высота и коэффициент пористости грунта, обжатого давлением, равным природному.

Обычно принимают $h_0 = h_1$. Если $\delta_{пр} < 0,01$ — грунты непросадочны, при $\delta_{пр} > 0,01$ — грунты просадочны. Относительную просадочность ранее определяли при постоянном давлении 0,3 МПа — $\delta_{пр0,3}$. Эмпирически установлено, что по данным о $\delta_{пр0,3}$ можно вычислить относительную просадочность при давлении менее 0,3 МПа.

Для приближенных расчетов принимают, что относительная просадочность

при $P = 0,05$ МПа	составляет	0,25	от $\delta_{пр}$	при $P = 0,3$ МПа
» 0,10 »	»	0,45 »	»	» $P = 0,3$ МПа
» 0,20 »	»	0,80 »	»	» $P = 0,3$ МПа

Мощность просадочной толщи считают от глубины подошвы фундамента (или глубины, где природное давление равно начальному давлению просадки, выше которого $\delta_{пр} > 0,01$) до глубины среднегодового уровня грунтовых вод или кровли слоя толщиной более 3 м с $\delta_{пр} < 0,01$ мм при давлении P_i .

Величина просадки $S_{пр}$ определяется по формуле

$$S_{пр} = \sum_{i=1}^n \delta_{пр_i} h_i m,$$

где $\delta_{пр_i}$ — относительная просадочность, определяемая для каждого слоя просадочного грунта при давлении P_i , равном сумме природного давления и дополнительного давления от сооружения в середине слоя; n — число слоев, на которые разделена деформируемая зона; h_i — толщина i -го слоя грунта; m — коэффициент условия работы основания, принимаемый по СНиП II-15 — 74.

Если в процессе строительства или эксплуатации сооружений в грунтах будет происходить продолжительная или постоянная фильтрация воды, необходимо учитывать послепросадочную деформацию. Эта деформация продолжается лишь при хорошем дренировании лёссовой толщи и заметном содержании водорастворимых солей и водостойких агрегатов.

Прямая оценка просадочности может быть получена путем статической нагрузки штампов, опытного замачивания котлованов и методом зондирования. Статические испытания производят в шурфах, нагрузка передается на круглые штампы площадью 5000 см². На начальном этапе испытания ведут как для непросадочных грунтов. После стабилизации осадки под расчетной нагрузкой в шурф подается вода. По полученным данным строят графики зависимости осадки S от нагрузки P , времени t и объема залитой воды V . Если расчетная нагрузка на фундаменты неизвестна, производят параллельные испытания в двух шурфах загрузением штампов ступенями в 0,05 МПа до давления 0,3 МПа; одно испытание проводят в шурфе с естественной влажностью, другое — в шурфе с предварительно замоченным грунтом.

В мощных (более 5 м) лёссовых толщах опытная заливка котлованов позволяет достоверно определить тип грунтовых условий и выяснить возможную просадку от собственного веса грунта.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД РУССКОЙ РАВНИНЫ

Полигенетичность, разнообразие облика, состава и свойств затрудняют классификацию лёссовых пород. В региональной инженерно-геологической классификации автора (Лысенко, 1967) вы-

делены следующие фациально-генетические комплексы лёссовых пород: субаэральные (эоловые и элювиальные) субаэрально-субаквальные (делювиально-пролювиальные, делювиальные, аллювиальные, флювиогляциальные) и субаквальные (преимущественно озерные).

Связь между генезисом и инженерно-геологическими свойствами лёссовых пород известна лишь в общих чертах. Поэтому основой их инженерно-геологической классификации должны быть петрографические и инженерно-геологические признаки. Лёссовые породы подразделяются на лёссы и лёссовидные породы. По гранулометрическому составу лёссовидные породы разделяют на лёссовидные супеси, суглинки и глины. Особо выделены деградированные аналоги указанных пород. Все породы характеризуют в отношении облика и текстуры, класса структуры, емкости поглощения, содержания и состава водорастворимых солей, пластичности и пористости.

Разновидности лёссовых пород выделяются по специфическим инженерно-геологическим признакам: естественной влажности, показателю уплотнения K_d и прямым показателям, позволяющим количественно оценивать просадочность и сжимаемость,— относительной просадочности $\delta_{пр}$, коэффициенту уплотнения a . Вспомогательным прямым показателем является величина критического давления $P_{кр}$.

Просадочными свойствами обладают лёссы, лёссовидные супеси, легкие и средние суглинки. Непросадочны деградированные лёссовые породы и лёссовидные тяжелые суглинки и глины.

По просадочности при замачивании лёссовые породы различаются по величине просадки: 1) более 5 см и 2) менее 5 см. Лёссовые породы разделяются на слабо-, средне- и сильнопросадочные: слабопросадочные $\delta_{пр}^* = 0,02 - 0,04$, $K_d = 0 - 0,5$; $P_{кр} = 0,09 - 0,16$ МПа; среднепросадочные — $\delta_{пр} = 0,05 - 0,07$, $K_d < 0$ (может быть и $0 - 0,5$), $P_{кр} = 0,09 - 0,16$ МПа; сильнопросадочные — $\delta_{пр} > 0,07$, $K_d < 0$, $P_{кр} < 0,09$ МПа.

Естественная влажность W в сочетании с влажностью полной влагоемкости W_n , нижнего предела пластичности W_p и степенью влажности G свидетельствует о водонасыщенности и отчасти о консистенции грунта. Лёссовые породы разделяются на водонасыщенные — $W > 0,8W_n$, $W > 1,3W_p$, влажные — $W = (0,8 - 0,5)W_n$, $W > 1,3W_p$, маловлажные — $W < 0,5W_n$, $W = (1,3 - 1,0)W_p$, сухие — $W < 0,5W_p$, $W < W_p$. Обычно просадочны лишь маловлажные и сухие породы.

Соотношения между величинами W , W_n и W_p используют для приближенного выявления типа структурных связей.

Согласно В. А. Приклонскому коагуляционно-диспергационный тип связей наблюдается при $W > 0,8W_n$, кристаллизационно-кон-

* $\delta_{пр}$ при $P = 0,3$ МПа.

денсационный — при $W < 0,5W_n$ и $W < W_p$, смешанный (коагуляционно-диспергационный и кристаллизационно-конденсационный) — при $W < (0,8 - 0,5) W_n$ и $W = (1,3 - 1,0) W_p$.

О ГЕНЕЗИСЕ ЛЕССОВЫХ ПОРОД *

Проблема происхождения лёссовых пород до настоящего времени привлекает к себе внимание исследователей. Для объяснения происхождения их предложено много гипотез. Рассмотрим только гипотезы, пользующиеся наибольшим распространением.

Аллювиальная гипотеза предложена Ч. Ляйелем [Lyuell, 1833], который полагал, что лёсс — «речная глина», отложившаяся в ледниковую эпоху, когда ледники поставляли рекам много мути. В Средней Азии аллювиальные галечники и пески речных террас переслаиваются с лёссовыми породами, имеющими на речных террасах аллювиальный генезис [Скворцов, 1957]. Аллювиальной гипотезе противоречит отсутствие в лёссах слоистости, покровное залегание на водоразделах, приуроченность к определенным физико-географическим зонам.

Согласно флювиогляциальной гипотезе временные неоформленные потоки покрывали при половодьях сушу, покрытую растительностью, и отлагали ледниковую мусть, за счет которой и образовался лёсс. Флювиогляциальное образование лёсса допускалось В. В. Докучаевым, Я. Н. Афанасьевым, К. Д. Глинкой, Г. А. Танфильевым. Флювиогляциальную гипотезу накопления материала лёссовых пород в значительной мере разделяют Л. С. Берг, В. Г. Бондарчук, Б. П. Булавин, Ф. А. Никитенко, С. С. Соболев, И. Л. Соколовский и др. Флювиогляциальная гипотеза не объясняет специфический облик и свойства лёссовых пород, а также нахождение их в областях, не подвергавшихся оледенению.

Делювиально-пролювиальная гипотеза разработана П. Я. Армашевским [1896] и А. П. Павловым [1951]. Ее принимали также В. В. Докучаев, С. С. Неуструев, С. А. Захаров, П. А. Преображенский. Отступление ледников, а также подпруживание рек водами Черного и Каспийского морей приводило к ослаблению размыва и уполаживанию рельефа. Намыв лёссового материала постоянно происходил на склонах, покрытых растительностью. Для предгорных районов Средней Азии пролювиально-делювиальный способ отложения лёссовых пород признает Г. А. Мавлянов [1958]. Делювиально-пролювиальной гипотезе противоречит нахождение лёсса на высоких водоразделах и отсутствие слоистости.

Эоловая гипотеза разработана главным образом Рихтгофеном [Richthofen, 1877], В. А. Обручевым и П. А. Тутковским. В дальнейшем она получила развитие в трудах многих исследова-

* Наиболее полная библиография по рассматриваемому вопросу приведена в работах Л. С. Берга [1947] и Н. И. Кригера [1965].

телей (Н. Я. Денисов, П. К. Заморий, Н. И. Кригер, В. И. Крокос, А. И. Москвитин и др.).

Согласно эоловой гипотезе с ледника, над которым находился барометрический максимум, дули в южном направлении сухие ветры (фены). Они иссушали морены, водно-ледниковые отложения, переносили пыль к югу и осаждали ее в полосе степей, покрытых травянистой растительностью.

В. А. Обручев [1948] отличает лёсс («холодный» и «теплый») от лёссовидных пород. «Холодный» лёсс образовался указанным выше путем. В конце ледниковых эпох и в межледниковья поступление пыли прекращалось, климат становился более гумидным, условия для почвообразования были благоприятными и верхний слой лёсса превращался в почву. С наступлением ледниковой эпохи почвы засыпались пылью и переходили в погребенное состояние. Таково происхождение погребенных (ископаемых) почв.

В «теплом» лёссе преобладает пыль, вынесенная ветром из пустынь, не связанных с оледенением. Пыль отлагалась в сухих степях, расположенных по окраинам пустынь. Слабая расчлененность рельефа благоприятствовала накоплению мощного покрова лёсса. Вблизи площадей развевания отлагался опесчаненный лёсс, вдали от них — лёсс более мелкоземистый. На склонах гор и в предгорьях эоловая пыль засыпала местные продукты выветривания.

Лёссовидные породы — это мелкоземы различного генезиса, в некоторой мере сходные с лёссом; они часто генетически связаны с подстилающими породами, неоднородны по составу и не выдержаны по простираению.

В ледниковую эпоху на Русской равнине происходили смена ледниковых эпох межледниковьями и осцилляции ледника. При этом климат и условия выветривания изменялись, образовывались разнообразные породы ледниковой формации. Это объясняет различие в условиях залегания, мощности и составе лёссов и лёссовидных пород. Полиминеральность состава и сходство минерального состава лёссов и пород ледниковой формации согласуются с эоловой гипотезой.

Эоловой гипотезе происхождения лёссовых пород противоречит нахождение в лёссовой толще большого числа горизонтов погребенных почв, не соответствующих числу межледниковых эпох, широкое распространение в перигляциальной зоне водно-ледниковых отложений, постепенность перехода лёссов в лёссовидные породы, а последних — в породы иного генезиса. Таким образом, эоловая гипотеза не универсальна, однако она более удачно, чем другие гипотезы, объясняет условия залегания, состава и свойства собственно лёсса.

Почвенно-элювиальная гипотеза получила развитие в трудах Л. С. Берга. По мнению этого исследователя, лёссовые породы образуются в условиях сухого климата из разнообразных, но преимущественно суглинистых пород, в результате процессов выветривания и почвообразования. Лёссовые породы

разнообразны по мощности, текстурно-структурным признакам; переходы между собственно лёссами и лёссовидными породами неуловимы.

Необходимо различать способы образования материала лёссовых пород и процессы выветривания и почвообразования, сформировавшие их облик и свойства. Исходным материалом для лёссовых пород Русской равнины являлись продукты водного переотложения пород ледниковой формации. Лёссы формируются из суглинков, однородных по гранулометрическому составу, лёссовидные породы — из различных иных пород. В степной и сухостепной зонах отмечаются многочисленные случаи формирования лёссовых пород из разнообразных, но преимущественно водных отложений. В некоторых случаях фаза облессования предшествует фазе накопления пород. Облессование происходит в течение первичного выветривания породы и миграции элювия (не водным путем) и продолжается после его аккумуляции. По мнению И. П. Герасимова, лёссы формируются за счет переотложения лёссовидных пород.

Процессы выветривания и почвообразования играют важную роль в формировании лёссовых пород, сопровождая накопление материала этих пород. В. А. Обручев полагает, что лёссовые породы сами являются ископаемыми специфическими почвами. Некоторые природные процессы, вызывающие лёссообразование, отмечал С. С. Морозов [1961]. Однако процессы лёссообразования еще требуют изучения.

Лёссовые породы Русской равнины формировались в течение плейстоцена на окраине перигляциальной зоны в условиях холодного и сухого климата. Вследствие влияния факторов зональности и провинциальности, а также изменения положения ландшафтно-фациальных поясов при смене ледниковых эпох межледниковыми и осцилляциях ледника формирование лёссовых пород в разных районах происходило неодинаково. В это время в Средней Азии плювиальные эпохи сменялись аридными, но в целом климат был сухим и теплым, что благоприятствовало сингенетическому формированию лёссовых пород.

Наиболее вероятно, что собственно лёссы имеют преимущественно эоловое происхождение, а лёссовидные породы сформировались в результате субаэрального выветривания из разнообразных, в том числе и водноосадочных пород. Н. И. Кригер [1965] выявил преобладающую роль географической среды в формировании облика и свойств лёссовых пород. Лёссы образуются и могут существовать только в условиях сухого климата. При избыточном увлажнении, например в лесной зоне и на севере лесостепи, лёссовые породы являются реликтовыми образованиями.

Под илами обычно понимают свежееотложенные неуплотненные сильно гидратированные глинистые осадки; это «глинистые грунты в начальной стадии своего формирования, образовавшиеся как структурный осадок в воде при наличии микробиологических процессов и имеющие в природном сложении влажность, превышающую влажность на границе текучести» (СНиП II-15—74). Коэффициент пористости супесчаных, суглинистых и глинистых илов больше соответственно 0,9; 1,0 и 1,5. Приведенное определение понятия «ил» не дает, к сожалению, возможности разграничить илы и мягкие глины.

Несущая способность илов незначительна (обычно до 0,05 МПа). Коэффициент сжимаемости превышает $0,005—0,01 \text{ МПа}^{-1}$, модуль общей деформации — менее 2—4 МПа (при нагрузке 0,1—0,2 МПа).

Илы — грунты, относительно слабо изученные, что связано с их значительной спецификой и трудностью отбора образцов. При океанологических исследованиях берут пробы и изучают илы верхнего (придонного) слоя. Лучше исследованы прибрежные илы, чему способствуют инженерно-геологические работы, проводимые в связи со строительством на побережьях и требующие изучения илов на глубину до 15—20 м и более. В последнее время получены интересные данные о гранулометрическом составе и физико-механических свойствах глубоководных илов океана [Белявский, 1977; Inderbitzen, 1974].

Образование илов происходит в морях, озерах, старицах рек. Наиболее распространены морские илы, приуроченные к участкам со спокойным гидродинамическим режимом (лагуны, бухты, внутренние халистатические области морей и океанов). В зоне приливов и отливов пылевато-глинистые частицы находятся во взвешенном состоянии и выносятся за ее пределы. Кроме того, глинистые частицы переносятся различными подводными течениями, мутьевыми (суспензионными) потоками и в меньшей мере ветром и плывучими льдами. Седиментация глубоководных илов происходит не интенсивно, и они характеризуются компактным сложением. Прибрежные илы по сравнению с глубоководными имеют более рыхлую структуру, повышенную влажность, малую прочность и значительную сжимаемость.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ИЛАХ

Основными компонентами илов являются минеральные частицы, различные по составу и дисперсности, органическое вещество и вода. Состав песчано-пылеватой («скелетной») фракции илов

отражает характер пород в области сноса. Обломочные частицы, поступающие в моря в результате абразии берегов и привноса речными водами, очень слабо взаимодействуют между собой и с минерализованной морской водой. При уменьшении влажности и выпадении солей из поровых растворов происходят процессы цементации осадков.

Песчано-пылеватые частицы оказывают некоторое влияние на структуру и физико-механические свойства илов. Однако значительно более существенно влияние глинистых минералов, являющихся активными в физико-химическом отношении. Глинистые минералы соединяются между собой, образуя микроагрегаты, адсорбируются на песчаных и пылеватых зернах, взаимодействуют с органическим веществом и дают прочные органо-минеральные соединения. В илах (особенно глинистых) образуется структурная сетка, в которой заключено много свободной воды.

Органическая часть илов имеет различное происхождение. Большое количество органических остатков животного и растительного происхождения поставляют в моря реки. В связи с этим высокая концентрация органических веществ и интенсивная органическая жизнь характерны для илов прибрежной зоны. В илах открытой части морей и океанов примерно 90% от общего содержания органических веществ составляют остатки морских организмов. Это отмершие остатки и продукты жизнедеятельности организмов, обитавших на дне моря (бентос) и находившихся во взвешенном состоянии (фито- и зоопланктон). В открытых морях и океанах существуют две зоны интенсивного развития жизни: верхняя 50—100-метровая водная оболочка — область развития зоо- и фитопланктона и поверхность дна, занятая бентосом. Органическое вещество в илах в большей мере сложено планктоном, чем бентосом. Планктонные организмы после отмирания минерализуются и переходят в простые соединения (CO_2 , NH_3 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и т. п.), скелетные части бентоса после отмирания организмов входят в состав обломочной части осадков.

Содержание органических веществ зависит от степени дисперсности осадков. Глинистые минералы, особенно монтмориллонитовой группы, более способны к адсорбции органических веществ и образованию органо-минеральных соединений, чем песчаные и пылеватые частицы. Кроме того, скорость накопления глинистого материала меньше, чем обломочного, однако количество органических веществ, выпадающих в единицу времени на единицу площади, примерно одинаково.

Вода является средой седиментации илов и занимает практически весь объем их пор. В морской воде находятся (примерно 35 г/л) следующие соли: NaCl , KCl , MgCl_2 , MgBr_2 , MgSO_4 ; доля их составляет 99,6% от всей солевой массы. Микроэлементы и их соединения, накапливающиеся преимущественно биогенным путем, составляют 0,4% от общего количества солей. Состав микроэлементов резко изменяется в зависимости от характера пород в области сноса, удаленности от берега и других факторов. Вода в илах

(поровый раствор) насыщена CaCO_3 и соединениями Si, P, Fe, между тем как наддонная вода заметно ими недонасыщена.

Емкость поглощения морских илов (Керченский пролив) составляет 18—30 мг-экв на 100 г, среди поглощенных катионов преобладают (50—87%) Ca^{2+} и Mg^{2+} ; количество Na^+ больше, чем K^+ [Скиба, 1977].

Состав газов в морской воде характеризуется повышенным содержанием свободного кислорода, небольшим содержанием углекислого газа, отсутствием водорода. Подобный состав газов способствует повсеместному распространению животных и растительных организмов и выпадению в осадок карбонатных солей.

Реакция среды морской воды щелочная (рН 7,8—8,3) и зависит от количества углекислоты, с уменьшением ее содержания реакция среды становится более щелочной. Вследствие жизнедеятельности микроорганизмов в поровых растворах содержание углекислоты увеличивается, поэтому величина рН в них ниже, чем в наддонной воде. В Баренцевом море, например, рН воды равна 8,0—8,2, порового раствора — до 6,2—7,4.

Окислительно-восстановительный потенциал E_h среды зависит от содержания в воде кислорода, которое в значительной мере связано с процессами фотосинтеза живого вещества. Величина E_h с глубиной по мере накопления ила изменяется. Верхний слой ила (до 20—25 см) является окислительной зоной, ниже среда становится преимущественно восстановительной. Глинистый состав осадков и повышенное содержание органических веществ способствуют созданию восстановительных условий и образованию гуминовых соединений и битумов.

На дне водоемов накапливается терригенный, биогенный, биохимический и химический материал. В осадке, состоящем из гетерогенных частиц, происходят диагенетические преобразования, к которым относятся изменение химического и минерального состава (в связи с процессами адсорбции, хемосорбции, катионного обмена, восстановления и окисления, диффузии), микроагрегация, старение коллоидов, синерезис, растворение, кристаллизация, цементация, гравитационное уплотнение. Относительная роль каждого из этих процессов неодинакова на различных этапах формирования глинистой породы.

Химический и минеральный состав изменяются в результате взаимодействия между различными компонентами ила, что приводит к образованию аутигенных минералов и газов, выпадения из насыщенного порового раствора соединений ряда элементов (Si, Fe, Mn, P), процессов сорбции, повышения раскристаллизации. С течением времени в илах происходит преобразование состава глинистых минералов.

Физико-химические условия в илистом осадке и в наддонной воде различны. В начальной стадии диагенеза влажность илов соответствует примерно удвоенной влажности на границе текучести. Столь высокая влажность способствует диффузионному «вы-

равниванию» химического состава и особенно концентрации водорастворимых солей.

В глинистых илах находится очень много микроорганизмов (сотни миллионов на 1 г ила). Жизнедеятельность их способствует изменению исходного материала илов и образованию органо-минеральных соединений.

Микроагрегация наблюдается при коагуляции первоначально взвешенных глинистых частиц. В результате процессов коагуляции в морской воде, содержащей много электролитов, илы и глины морского происхождения имеют компактное сложение, в них отсутствует расслаивание породы по крупности зерен. Между тем осадки опресненных, например приледниковых, бассейнов, характеризуются ленточной текстурой. Возникновение новых и упрочнение имеющихся микроагрегатов происходит и в дальнейшем при преобразовании илов в глинистые породы. На формирование и прочность микроагрегатов оказывают влияние органические вещества. Поэтому чем больше их содержание, тем выше микроагрегатность илов. Нередко наблюдаемое уменьшение микроагрегатности илов с глубиной связано с понижением содержания органических веществ. Наличие обменного Ca^{2+} способствует образованию механически прочных и водоустойчивых микроагрегатов. В Черном море микроагрегатность илов, отличающихся повышенным количеством CaCO_3 (до 15—20%) и органических веществ (потери при прокаливании около 20%), выше, чем илов северных морей, в которых содержание этих компонентов значительно меньше.

Органо-минеральные соединения, образовавшиеся при взаимодействии органических веществ с минеральными частицами, влияют на физико-механические свойства илов. С течением времени и по мере увеличения глубины залегания содержание органических веществ уменьшается, что объясняется их минерализацией. В видовом составе органических веществ илов отношение *C* гуминовых кислот: *C* фульвокислот колеблется от 0,6 до 1,1. Гуминовые кислоты — устойчивая часть органических веществ; при диагенезе содержание их относительно возрастает, а фульвокислот и битумов — понижается. Инертные в физико-химическом отношении битумы способны при гравитационном уплотнении отжиматься.

Диагенез илов сопровождается изменением их физико-механических свойств — уменьшением пористости, влажности, повышением прочностных и уменьшением деформационных показателей. Во многих случаях влажность и пористость илов в пределах 10—40 м остаются постоянными, а прочность с глубиной возрастает. Илы — грунты недоуплотненные, так как пористость их не соответствует природному давлению. Структурные связи между частицами и малая водопроницаемость препятствуют гравитационному уплотнению илов. При переходе илов в пластичные глины проявляется гравитационное уплотнение, которое вызывает частичное нарушение первоначальной коагуляционной структуры, уменьшение по-

ристости, повышение прочностных показателей илов, возрастание концентрации порового раствора.

Илы существуют на начальной стадии единого процесса формирования и преобразования глинистых пород, в котором различают следующие этапы: седиментогенез, ранний и поздний диагенез, ранний и поздний катагенез [Савельев, 1965].

Седиментогенез заключается в осаждении песчано-пылеватых и скоагулированных глинистых частиц, органогенного материала и наименее растворимых химических солей. При раннем диагенезе в рыхлом осадке происходят сложные преобразования. Глинистый осадок характеризуется первичной коагуляционной структурой. В структурной сетке содержится много свободной воды, влажность осадка выше влажности на пределе текучести. На этапе позднего диагенеза формируется глинистая порода, обладающая по сравнению с илом меньшей пористостью (40—60%), влажностью менее предела текучести и более прочной структурой.

Ранний катагенез характеризуется значительным гравитационным уплотнением, приводящим к увеличению сцепления между частицами и нередко к образованию микрослоистой текстуры. При позднем катагенезе завершается литификация и наступает процесс метаморфизации глинистых пород.

Схема процесса преобразования илов по мере погружения их в толщу земной коры и действия повышенного давления и температуры следующая: илы → пластичные глины → уплотненные глины → глинистые сланцы → кристаллические сланцы.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Химический и минеральный состав илов зависит от состава и дисперсности пород в области сноса, физико-географических условий, характера продуктов выветривания, поставляемых в водоем, и его гидрохимических и гидродинамических условий. Эта зависимость видна, например, при сравнении илов Черного моря с илами Кольского залива.

В илах Черного моря содержание SiO_2 менее 40%, CaO — 24% и SO_3 — 7,2%, а в илах Кольского залива в среднем соответственно 66,1 и 0,05% [Савельев, 1951]. В Черное море поступают продукты выветривания, обогащенные карбонатами и сульфатами кальция; климатические условия благоприятствуют разложению остатков организмов и образованию органико-минеральных соединений. Илы Кольского залива, наоборот, формируются за счет продуктов выветривания и размыва пород Балтийского кристаллического щита, бедных карбонатными и сульфатными солями. Холодный климат способствует развитию процессов физического выветривания, затрудняет взаимодействие между компонентами илов.

В иловых растворах морских акваторий присутствуют легкорастворимые соли. Содержание в (мг на 100 г грунта) $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ колеблется от 200 до 400 мг, а Cl^- — от 300 до 700 мг; содержание ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} и HCO_3^- (каждого) достигает 100 мг. При

выходе илов на дневную поверхность содержание легкорастворимых солей резко уменьшается. Результаты химического анализа водных вытяжек свидетельствуют о среде, в которой протекают процессы диагенеза в илах. Содержание и состав водорастворимых солей имеют также инженерно-геологическое значение.

В крупнозернистой ($>0,01$ мм) части илов наиболее часто встречаются кварц, полевые шпаты, слюда, роговая обманка. Минеральный состав крупнозернистой фракции важен для палеогеографических построений, инженерно-геологическое значение его невелико. Однако в некоторых случаях, например при обогащении слюдистыми минералами, эта фракция заметно влияет на свойства илов и глин.

Состав глинистой части илов обычно полиминеральный. Он зависит от характера пород, направленности процессов выветривания в области сноса и физико-химических условий среды седиментации. Относительное значение каждой из этих групп факторов не вполне выяснено. Существует мнение, что глинистые минералы не возникают в илах в стадии раннего диагенеза; считается, что их образование и распределение связано с условиями выветривания в области сноса. Эта точка зрения основана на том, что в некоторых илах, например в Баренцевом море и Кольском заливе, присутствует каолинит — глинистый минерал, образующийся в условиях кислой среды. В щелочной среде, характерной для морской воды, каолинит возникнуть не мог. Другим доводом является обилие в этих илах гидрослюд и серицита, связанное с тем, что в области сноса (Балтийский щит) климат холодный и распространены кристаллические сланцы.

Согласно другой точке зрения каждый из глинистых минералов образуется и устойчиво существует лишь в определенных физико-химических условиях. Поэтому глинистые минералы следует считать своеобразными показателями физико-химических условий в период седиментогенеза и последующего диагенеза.

Несомненно, что образование тех или иных глинистых минералов зависит от состава пород в области сноса. Так, присутствие монтмориллонита в илах северной части Черного моря связано с наличием его в лёссовых породах юга Украины. Химический и минеральный состав современных илов в большей мере зависит от состава пород и процессов выветривания в области сноса, чем от физико-химических условий среды седиментации. Изменение состава глинистых минералов в соответствии с этими условиями является длительным процессом, и его результаты сказываются лишь на глинистых породах, прошедших стадию диагенеза.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

По гранулометрическому составу илы могут быть глинистыми, суглинистыми, реже супесчаными. Применяемые иногда наименования «заиленные пески» или «иловатые пески» неправильны.

В инженерно-геологических целях морские осадки следует разделять по гранулометрической классификации В. В. Охотина в зависимости от содержания (в %) фракции менее 0,002 мм. Вместе с тем при ориентировочном подразделении илов по гранулометрическому составу руководствуются значениями числа пластичности; оно проводится таким же образом как и подразделение глинистых грунтов (СНиП II-15—74).

Для получения объективных данных о гранулометрическом составе илов важное значение имеет подготовка к анализу. Даже небольшое подсушивание ила повышает концентрацию электролитов, что вызывает коагуляцию глинистых частиц. Высушивание грунтов, особенно глинистых, приводит к частично необратимой цементации мелкодисперсных частиц гуматами и образованию кристаллизационных связей. Влажность илов должна быть естественной или близкой к ней. Высушивание глинистого ила до воздушно-сухого состояния понижает содержание глинистой фракции на 10—15%, а до абсолютно сухого состояния — на 25—35%.

Гранулометрический состав илов зависит от петрографического, минерального и гранулометрического состава исходных пород, характера процесса выветривания, гидродинамического режима водоема, солености и температуры воды, направленности процессов диагенеза.

При преобладании в области сноса процессов физического выветривания кристаллических пород в морской бассейн поступает относительно грубодисперсный материал. Этим объясняется, например, супесчано-суглинистый состав илов Баренцева моря и Кольского залива. В результате химического выветривания любых пород образуется тонкодисперсный материал, который в конечном итоге сносится в морские бассейны. Этот материал поступает также при размыве глинистых пород в области сноса.

Гранулометрический состав морских осадков обусловлен преимущественно гидродинамическим режимом (приливы и отливы, течения, волны). В результате деятельности приливов и отливов приводятся в движение огромные массы воды, взмучиваются мелкие частицы и перекатываются по дну крупные зерна и обломки пород. Карта подводных течений и карта гранулометрического состава донных осадков тесно контролируются.

По мере удаления от берега галечники сменяются песками, а пески — илами. В этом же направлении изменяется и состав илов. Так, в северной части Азовского и Черного морей по мере удаления от берега суглинистые илы сменяются глинистыми. Однако эта закономерность часто нарушается. Илы образуются и вблизи берегов на участках со спокойным гидродинамическим режимом, например в лагунах, лиманах, бухтах они отлагаются на ровном дне впадин, подводных плато и очень пологих склонах.

Соленость и температура воды влияют на процессы коагуляции, а также на вязкость воды, следовательно, от этих факторов зависит и гранулометрический состав илов. С течением времени происходят диагенетические процессы (старение коллоидов и т. п.),

приводящие к микроагрегации, что влечет за собой огрубение гранулометрического состава илов.

Взвешенные частицы, поступая тем или иным способом в морские бассейны, не всегда сразу коагулируют. Часть тонкодисперсных частиц выносятся в глубоководную зону моря и там осаждаются, частично в форме коагелей. Присутствие органических веществ затрудняет коагуляцию.

Морфология и состав организмов бентоса существенно зависят от гранулометрического состава подводных осадков. Беспозвоночные организмы с крупным массивным скелетом приурочены к гравийно-песчаным осадкам, мелкие тонкостенные моллюски — к илу, содержащему много питательных веществ, необходимых для жизни мельчайших организмов. В природных илах содержится весьма много микроорганизмов, жизнедеятельность которых оказывает влияние на гранулометрический состав. Некоторые моллюски пропускают через себя огромное количество воды вместе со взвешенными частицами, которые выбрасываются наружу в виде комочков, склеенных слизью.

С гранулометрическим составом увязываются минеральный состав, микроагрегатность и структурная прочность илов. Глинистые, например черноморские, илы содержат относительно много монтмориллонита и тонкодисперсных органических веществ; им присуща значительная микроагрегатность и заметная структурная прочность. Супесчано-суглинистые или Кольского залива и Баренцева моря имеют гидрослюдисто-кварц-каолининовый состав; микроагрегатность и структурная прочность в них слабо выражены. С гранулометрическим составом коррелируются такие свойства илов, как влажность, пластичность, водопроницаемость, способность к тиксотропии, сжимаемость.

При инженерно-геологических работах состав и свойства илов изучают на образцах, отобранных до глубины 15—20 м и более. Анализ изменчивости гранулометрического состава с глубиной и по простиранию помогает в расшифровке геологической истории морского бассейна. Постоянство гранулометрического состава илов по разрезу свидетельствует о неизменявшихся условиях осадконакопления, а резкие колебания в составе осадков — об изменчивости этих условий. В эпохи поднятий суши в морские бассейны увеличивалось поступление грубозернистого материала. Повсеместное распространение глинистых илов указывает на выровненный характер прилегающей суши. Крутые кумулятивные кривые и одновершинные симметричные столбчатые диаграммы типичны для хорошо отсортированных илов.

СТРУКТУРА

Для илов характерны коагуляционные структуры. На это указывают: а) значительная пористость (50—80%, редко более) и высокая влажность; б) низкая прочность; в) значительные остаточные деформации, при которых структурная сетка нарушается;

г) обратимость прочности при тиксотропных явлениях; д) хорошо выраженная ползучесть. Образованию коагуляционных структур благоприятствует присутствие в морской воде электролитов, вызывающих коагуляцию глинистых частиц.

Сцепление при формировании коагуляционных структур происходит по углам и ребрам частиц, как наименее гидратированным участкам. Такое структурообразование приводит к возникновению непрочной структурной сетки, которая, однако, препятствует гравитационному уплотнению. На это указывает отмечаемая во многих случаях практически постоянная пористость и влажность илов до глубины 10—15 м, между тем как прочность их с глубиной заметно возрастает. Подобная же закономерность наблюдается и в позднечетвертичных неуплотненных отложениях, характеризующихся коагуляционной структурой, например в иольдиевых глинах. При общей постоянной влажности с увеличением глубины залегания доля рыхлосвязанной воды уменьшается, в местах контактов частиц она отжимается и трансформируется в свободную воду [Бевзюк, 1969].

Увеличение прочности илов с глубиной связано с процессами тиксотропного упрочнения и синерезиса. Эти процессы вызывают уменьшение активности поверхности грунтовых частиц, увеличение их ориентации, повышение прочности сцепления. Процесс синерезиса проявляется, в частности, в сжатии структурной сетки и вытеснении части воды, находившейся в ее порах. Физически связанная вода частично переходит в свободную и вследствие сближения частиц отжимается из контактной зоны. Процессы тиксотропного упрочнения, старения коллоидов, синерезиса и цементации затрудняют гравитационное уплотнение илов и являются причиной значительной пористости (50—55%) некоторых глин.

Типичные коагуляционные структуры тиксотропны. В глинистых илах с большим содержанием органических веществ прочность после нарушения структуры восстанавливается практически полностью. Увеличение физико-химической пассивности частиц и прочности связей между ними приводит к некоторой утрате тиксотропных свойств. В пластичных глинах, т. е. илах, прошедших стадию диагенеза, начальная прочность восстанавливается лишь на 50—75%. Таким образом, коагуляционная структура илов с течением времени переходит в структуру смешанного типа (коагуляционно-кристаллизационно-конденсационную). Структурная прочность понижает величину начального порового давления P_w , которое равно разности между удельным давлением q и структурной прочностью $P_{стр}$; $P_w = q - P_{стр}$.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Физические свойства. Естественная влажность илов колеблется обычно от 50 до 100%, повышаясь иногда до 200—600% (например, существенно глинистых приустьевых илов, богатых органическими веществами). Наряду со связанной водой в

порах структурной сетки илов в значительном количестве находится свободная вода.

Большие пределы колебаний естественной влажности связаны с разнообразием илов по составу, содержанию органических веществ, обменным основаниям и т. п. Илы с высоким содержанием монтмориллонита характеризуются более высокой влажностью по сравнению с кварц-каолинит-гидрослюдистыми илами. Естественная влажность илов возрастает с увеличением их дисперсности. При этом, как отмечено выше, повышается содержание органических веществ, которые имеют значительную гидрофильность и переводят в связанное состояние большое количество воды.

По мере увеличения глубины залегания естественная влажность илов уменьшается, что связано со старением коллоидов, синерезисом и гравитационным уплотнением. Органические коллоиды взаимодействуют с минеральными веществами и частично минерализуются. При выходе на дневную поверхность влажность илов существенно уменьшается и они превращаются в пластичные глины.

Плотность илов желательно определять с использованием нейтральных жидкостей. Так, плотность черноморских илов при определении ее в воде равна 2260—2770 кг/м³, а в керосине — 2200—2680 кг/м³. Плотность в зависимости от состава илов колеблется в широких пределах (2200—2820 кг/м³). Наибольшей плотностью (2720—2820 кг/м³) характеризуются илы Баренцева моря и Кольского залива, что соответствует их относительно грубодисперсному составу, обогащению минералами с высокой плотностью и малому содержанию органических веществ (потери при прокаливании приблизительно 3—5%). Плотность глинистых илов Черного моря, богатых органическими веществами, равна 2570—2710 кг/м³.

Объемная масса. Илы находятся в состоянии полного водонасыщения, поэтому объемная масса их зависит от плотности и пористости — влажности. Чем больше плотность и меньше пористость, тем выше объемная масса. Объемная масса илов колеблется в широких пределах — от 1180 до 1990 кг/м³. Для более или менее типичных илов объемная масса не превышает 1500—1600 кг/м³. В илах Баренцева моря и Кольского залива объемная масса равна 1670—1990 кг/м³, в среднем — 1760 кг/м³, значительно более низкие ее значения характерны для илов Черного моря и Финского залива — 1180—1600 кг/м³, в среднем — 1460 кг/м³.

Объемная масса с глубиной обычно возрастает. Так, в пределах верхней 9-метровой толщи илов в северной части Черного моря объемная масса увеличивается в среднем от 1370 до 1590 кг/м³. Однако в некоторых случаях в молодых илах, характеризующихся коагуляционными связями, влажность и объемная масса до глубины 10—15 м практически не изменяется.

Пористость n илов колеблется в широких пределах — от 45 до 90%, что соответствует изменению коэффициента пористости e от 0,820 до 0,000. Особенно большую пористость имеют придонные илы, обогащенные органическими веществами. В порах илов

много свободной и рыхлосвязанной воды. Часть объема пор обычно занята биохимическими газами (метаном, сероводородом), образующимися при разложении органических остатков. Газы уменьшают водопроницаемость и сжимаемость илов, что наряду со структурной прочностью приводит к резкой недоуплотненности их.

Плотность укладки частиц при седиментации зависит от их размера и формы. Глинистые и органо-минеральные илы имеют более высокую пористость, чем супесчано-глинистые илы. Наименьшей пористостью ($n = 45-52\%$, $e = 0,82-1,08$) обладают супесчано-суглинистые илы Баренцева моря и Кольского залива, значительно выше пористость глинистых илов Финского залива и Черного моря ($n = 50-90\%$, $e = 1,00-9,00$). Высокая пористость илов в значительной мере связана с их недоуплотненностью. Дополнительные структурные связи («сцепление упрочнения», по Н. Я. Денисову) сдерживают гравитационное уплотнение илов. Об уплотненности глинистых пород можно судить по показателю уплотнения K_y

$$K_y = \frac{e_L}{e},$$

где e_L и e — соответственно коэффициенты пористости при верхнем пределе пластичности и при естественном сложении грунта.

Для илов это отношение можно заменить отношением соответствующих влажностей (W_L и W). В илах показатель K_y меньше единицы, что указывает на присутствие в порах их свободной воды. Чем ниже показатель K_y , тем меньше уплотненность илов. Иногда уплотненность глинистых пород характеризуется показателем уплотненности K_d , предложенным В. А. Приклонским. Для илов, как и для других недоуплотненных пород, он всегда меньше нуля.

В илах в ряде случаев наблюдается относительное постоянство пористости — влажности в пределах верхней 10—40-метровой его толщи. Отмечаемое иногда уменьшение влажности с глубиной является следствием не гравитационного уплотнения, а изменения гидрофильности, например из-за понижения количества органических веществ в иле. Однако стадия ила кратковременна (в геологическом смысле). Процессы старения коллоидов, синерезиса и гравитационного уплотнения с течением времени приводят к сближению частиц, т. е. к уменьшению пористости. В пределах верхней 9-метровой толщи черноморских глинистых илов коэффициент пористости уменьшается в среднем от 3,27 до 2,00 [Сорокина, 1960]. По данным С. И. Скибы [1977], в древнечерноморских лагунных илах, мощность которых составляет 25 м, объемная масса скелета вниз по разрезу увеличивается от 700 до 1200 кг/м³.

В некоторых случаях в илистой толще встречаются один-два слоя (иногда более) «кор усыхания», в которых илы характеризуются относительно грубым гранулометрическим составом, сравнительно малой пористостью и повышенной прочностью, т. е. суще-

ственно отличаются в инженерно-геологическом отношении от собственно илов. «Коры усыхания» являются также важным палеогеографическим признаком, поскольку свидетельствуют о том, что илы выходили на дневную поверхность и подвергались субаэральному выветриванию.

Пористость илов, как правило, выше, чем других пород, отлагающихся в водной среде. Величина пористости влияет на коэффициент фильтрации и сжимаемость, поэтому ее учитывают при инженерно-геологической оценке илов.

Пластичность и консистенция. Илы разнообразны по минеральному составу, дисперсности и другим признакам, от которых зависят показатели пластичности. Поэтому эти показатели изменяются в широких пределах. Типичные глинистые илы характеризуются высокими показателями пластичности, особенно верхнего предела пластичности. Показатели пластичности существенно возрастают при повышенном содержании органических веществ. Отмечается тесная связь между верхним пределом пластичности и естественной влажностью илов.

Верхний предел пластичности илов Финского залива колеблется от 0,40 до 1,94, а число пластичности — от 0,14 до 1,60; для илов Черного моря эти показатели соответственно равны 0,40—1,26 и 0,12—0,92 [Савельев, 1951]. Низкой пластичностью характеризуются супесчано-суглинистые илы Баренцева моря и Кольского залива.

Пределы пластичности илов определяют на неподсушенных образцах. Даже некоторое подсушивание илов заметно снижает пределы пластичности. После высушивания глинистого ила до воздушно-сухого состояния верхний предел пластичности уменьшается более чем вдвое, нижний предел изменяется не так заметно.

С пластичностью илов связаны их физико-механические свойства, например, с нижним пределом пластичности коррелируются коэффициент фильтрации и сжимаемость [Сорокина, Павлова, 1964]. Для илов максимальная молекулярная влагоемкость несколько меньше влажности нижнего предела пластичности W_p . Так, для старичных илов района Волгограда максимальная молекулярная влагоемкость колеблется от 14,6 до 35,8, что составляет примерно 70% от W_p [Егоров, Панова, 1965]. Пластичность литологически однородных илов уменьшается при переходе от верхних к нижним слоям илистой толщи, что объясняется старением коллоидов и минерализацией органических веществ.

Показатель консистенции илов превышает единицу, однако вследствие структурных связей консистенция илов не текучая, а скрытотекучая; илы имеют некоторую механическую прочность (сохраняются некрутые откосы).

Переход ила в текучее состояние происходит из-за нарушения естественного сложения при статических нагрузках, превышающих структурную прочность, а также под действием динамических нагрузок (забивка свай, бурение, взрывы, сейсмические явления).

Нарушение структуры вызывает переход свободной воды, заключенной в структурной сетке илов, в физически связанную воду. Водные пленки в местах контактов частиц утолщаются, что затрудняет силы межчастичного притяжения. При этом прочность резко уменьшается, так как ил переходит из скрытотекучей в текучую консистенцию.

Наибольшим коэффициентом структурной прочности характеризуются пресноводные илы. С повышением минерализации воды этот коэффициент существенно уменьшается (рис. 53).

С течением времени первоначальная прочность илов полностью или частично восстанавливается, что указывает на коагуляционный (тиксотропный) характер структурных связей. Чем больше илы подвергались диагнезу и чем они грубодисперснее, тем меньше тиксотропны.

Водопроницаемость.

Несмотря на значительную пористость, коэффициент фильтрации илов такой же, что и пластичных глинистых грунтов (10^{-8} — 10^{-10} м/с). Значение сохранности естественного сложения для водопроницаемости илов изучено недостаточно. Несомненно, однако, что малая водопроницаемость илов связана с высокой гидрофильностью органических коллоидов, значительным количеством связанной воды и, вероятно, с влиянием структурной сетки. В условиях естественного залегания отток воды из илов более затруднен, чем при компрессионных испытаниях. Малая водопроницаемость является одной из главных причин формирования недоуплотненности илов.

Коэффициент фильтрации существенно уменьшается по мере снижения пористости илов. Водопроницаемость в значительной степени определяет скорость уплотнения илов под нагрузкой. Для водонасыщенных илов на первой стадии уплотнения, когда отжимается свободная и очень рыхло связанная вода, фильтрация происходит в соответствии с законом Дарси. Отток воды начинается при малых градиентах напора; в дальнейшем, по мере уменьшения пористости и исчезновения крупных пор он становится затрудненным, что понижает водопроницаемость илов.

Водопроницаемость зависит от состава и пористости илов, в значительной мере определяющих их структурные особенности. Коэффициент фильтрации зависит главным образом от количества крупных ($>0,02$ мм) пор. Однако зависимость водопроницаемости от общей пористости вполне отчетлива. С увеличением дисперсности число контактов между частицами и содержание связанной воды увеличиваются, размеры пор сокращаются и фильтрация воды через

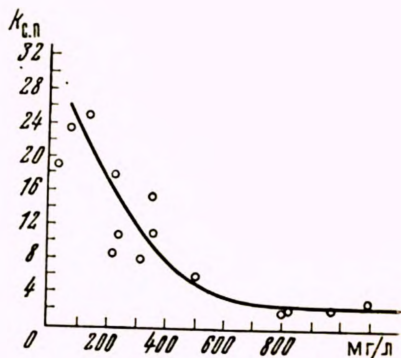


Рис. 53. Изменение коэффициента структурной прочности ($K_{с.п}$) илов Баренцева моря в зависимости от концентрации водорастворимых солей в поровом растворе. По данным В. М. Бевзюка

илы понижается. При одинаковой пористости с увеличением нижнего предела пластичности, который приближенно характеризует количество рыхлосвязанной воды, коэффициент фильтрации уменьшается (рис. 54).

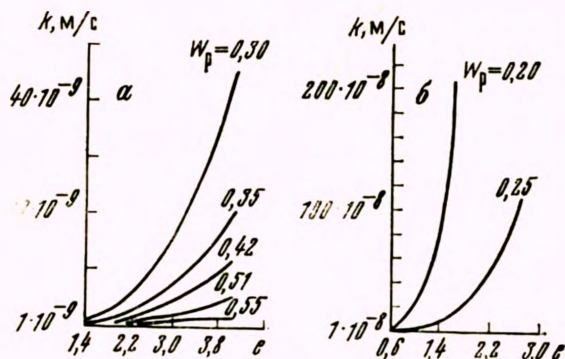


Рис. 54. Зависимость между коэффициентом пористости ϵ и коэффициентом фильтрации k для илов с различными значениями нижнего предела пластичности W_p . По Г. В. Сорокиной: а — глинистые илы; б — суглинистые илы

Присутствие заземленных биохимических газов, содержание которых может составлять до 40% от объема пор, понижает коэффициент фильтрации до 10 раз и более. Поэтому при лабораторных опытах пропускают воду сверху вниз и проводят опыты с дегазированной водой при малых градиентах ее напора.

В илах иногда наблюдаются тонкие песчаные прослои, что значительно повышает водопроницаемость ила, особенно в горизонтальном направлении.

Механические свойства. Сжимаемость. Илы — грунты сильно сжимаемые, для них модуль общей деформации менее 4 МПа, а коэффициент сжимаемости более 0,005—0,01 МПа⁻¹. Сжатие илов начинается уже при малых нагрузках (0,001—0,005 МПа), редко при нагрузке 0,025—0,03 МПа. Максимальная нагрузка, при которой не наблюдается деформация, соответствует структурной прочности ила — $P_{стр}$. Для ее определения компрессионные испытания проводят при последовательно нарастающих нагрузках (в МПа): 0,0005; 0,001; 0,005; 0,01; 0,02 и т. д. При высоких ступенях нагрузок, например 0,05; 0,1; 0,2; 0,4 МПа, нельзя определить структурную прочность. Основная часть осадки наблюдается при нагрузках до 0,1 МПа. По мере дальнейшего приложения нагрузки относительная деформация затухает, а изменение пористости становится все меньшим.

Сжатие илов, как грунтов полностью водонасыщенных, возможно лишь при отводе воды из пор. В первую очередь удаляется из крупных пор свободная вода. Размеры пор постепенно уменьшаются, в них остается только вода, все более физически связанная. Отток этой воды затруднен, что существенно снижает сжимаемость. Сжимаемость илов зависит от многих факторов: порис-

тости, минерального и гранулометрического состава, прочности структурных связей. В последнее время [Мосьяков, 1975] на примере озерно-болотных илов показано, что деформационные свойства их существенно зависят от генетических особенностей и содержания органических веществ.

В илах наиболее четко проявляются взаимосвязи между составом, строением и физико-механическими свойствами. Поэтому для илов в большей мере, чем для пород, прошедших стадию диагенеза, выявляются коррелятивные связи между показателями состава и физическими свойствами, с одной стороны, и деформационно-прочностными свойствами,— с другой.

На отток воды при уплотнении наибольшее влияние оказывает размер пор, однако связь между общей пористостью и сжимаемостью илов тесная: корреляционное отношение достигает 0,902 [Сорокина, 1960]. Минеральный и гранулометрический состав илов сказывается на сжимаемости, поскольку отчасти определяет пористость и размер крупных пор.

Образование коагуляционной структуры препятствует гравитационному уплотнению. С течением времени связи в илах становятся смешанными и структурная прочность их возрастает. Уменьшение сжимаемости по мере увеличения глубины залегания илов объясняется главным образом повышением структурной прочности.

Илы верхнего придонного слоя отличаются особенно сильной сжимаемостью. Для них характерны крутые компрессионные кривые логарифмического вида. При уплотнении до нагрузки 0,1—0,2 МПа коэффициент пористости уменьшается в 2—3 раза, а влажность — в 3—4 раза. Модуль осадки (при нагрузке 0,3 МПа) новочерноморских илов Керченского пролива колеблется от 200 до 400 мм/м [Скиба, 1977]. Наибольшее сжатие происходит при первых ступенях нагрузок (до 0,025—0,05 МПа). В общем случае чем ближе илы находятся к поверхности дна, тем больше они сжимаемы и тем меньше их структурная прочность. При нагрузке до 0,1 МПа уплотнение придонных илов в основном завершается (рис. 55).

Высокая сжимаемость характерна также для пресноводных, например старичных илов (рис. 56). Для высокопористых разновидностей их относительное сжатие достигает при нагрузке 0,1 МПа до 25%, а модуль деформации колеблется от 0,5 до 4,2 МПа. Старичные отложения залегают линзообразно и весьма изменчивы по составу и физико-механическим свойствам.

Наиболее значителен коэффициент сжимаемости при первых ступенях нагрузок после преодоления структурной прочности. По мере уплотнения возрастает концентрация минеральных частиц, число контактов между ними и эффективное давление; свободная и очень рыхло связанная вода отжимается и коэффициент сжимаемости илов значительно уменьшается. При постоянной пористости коэффициент сжимаемости понижается по мере возрастания дисперсности и гидрофильности, показателем которых служит нижний предел пластичности.

Илы, обжатые при той или иной нагрузке и диагенетически измененные, заметно отличаются от придонных илов. Таковы, например, лиманно-морские илы, залегающие в районе Каховской ГЭС на Днепре под 6—8-метровой толщей аллювиального песка и имеющие коэффициент сжимаемости $0,013 \text{ МПа}^{-1}$ (в интервале нагру-

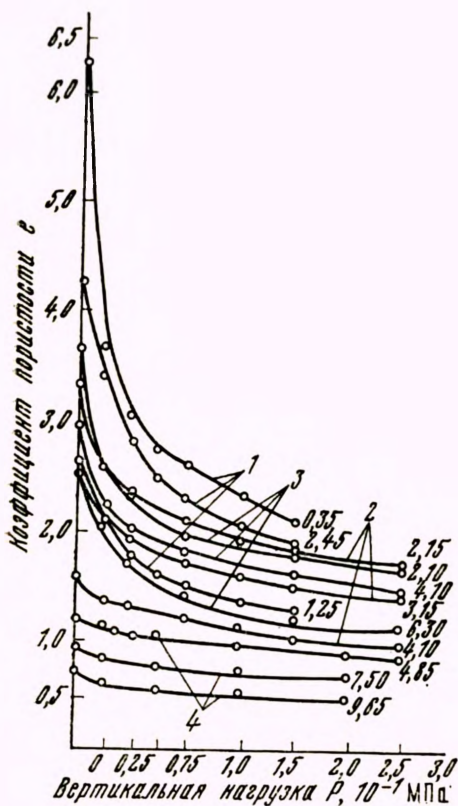


Рис. 55. Компрессионные кривые илов. По В. И. Савельеву:
 Морские районы: 1 — западный; 2 — южный; 3 — восточный; 4 — северный. Цифры у кривых — глубина залегания (в м)

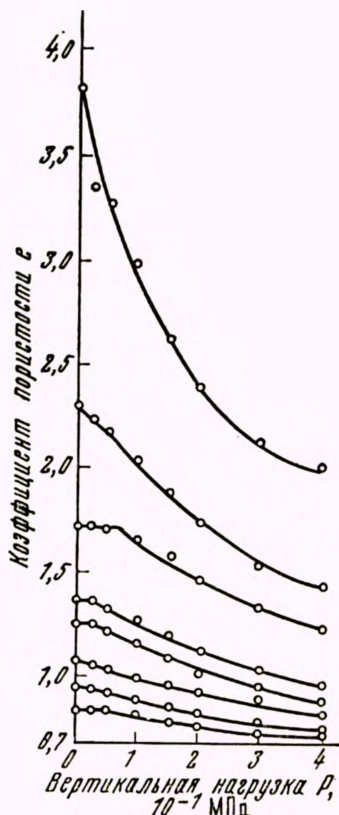


Рис. 56. Компрессионные кривые старичных грунтов. По С. Н. Егорову и К. М. Пановой

зок $0,0—0,5 \text{ МПа}$). Слабая зависимость компрессионных свойств от влажности указывает на значительную структурную прочность этих илов. После затухания осадки от давления $0,05—0,10 \text{ МПа}$ влажность многих образцов превышала верхний предел пластичности, а в 30% случаев это отмечалось и после нагрузки $0,4 \text{ МПа}$ [Роза, 1954].

При нарушении естественного сложения сжимаемость илов возрастает, так как они теряют структурную прочность. Поэтому необходимо сохранение естественной структуры илов как оснований сооружений.

Оценку сжимаемости илов обычно проводят по модулю деформации, средние значения которого приведены в табл. 23. Кроме гранулометрического состава на сжимаемость влияют многие другие факторы, поэтому данные табл. 23 являются ориентировочными.

Т а б л и ц а 23

Модуль деформации илов. По Г. В. Сорокиной
и Л. А. Павловой

Нагрузка, МПа	Модуль деформации илов, МПа		
	супесчаных	суглинистых	глинистых
0,025—0,10	2,34	1,23	0,26
0,025—0,15	3,06	1,52	0,36
0,050—0,15	3,99	1,95	0,43

После обжатия нагрузками 0,10—0,15 МПа и более пористость илов существенно уменьшается и происходят необратимые изменения их структуры. При испытании на сжимаемость условия оттока воды из образцов ила более благоприятны, чем в условиях естественного залегания. Поэтому при лабораторных испытаниях под природной нагрузкой илы имеют меньшую пористость, чем в условиях естественного залегания.

С о п р о т и в л е н и е с д в и г у. Природа сопротивления сдвигу илистых грунтов недостаточно ясна и методика определения показателей сдвига разработана слабо. Сопротивление сдвигу зависит от текстуры, состава, влажности, пористости, содержания органических веществ, структурной прочности и т. п. Вместе с тем показатели сопротивления сдвигу изменяются в процессе уплотнения ила.

Метод консолидированного сдвига применяют в случае медленного и постепенного уплотнения илистой толщи в процессе строительства. При этом свободная и очень рыхло связанная вода отжимается и показатели сдвига получаются примерно такими же, как и для глинистых грунтов мягко- и тугопластичной консистенции.

Метод быстрого сдвига учитывает специфику илов как грунтов рыхлых и водонасыщенных. При испытаниях по этому методу получают относительно низкие значения показателей сдвига, более или менее соответствующие прочности илов при естественной структуре и влажности. Учет этих значений при расчетах нередко приводит к повышению запаса прочности при проектировании сооружений на илах. К недостаткам метода быстрого неконсолидированного сдвига относится некоторая неопределенность времени приложения сдвигающего усилия и зависимость результатов испытаний от вертикальных нагрузок, которые должны быть небольшими, а максимальная их величина не должна превышать проектной нагрузки на грунт. С увеличением скорости приложения сдвигающего

усилия сопротивление сдвигу уменьшается, особенно, если сдвиг производят при больших нормальных давлениях.

Метод неконсолидированного быстрого (нейтрального) сдвига предусматривает проведение испытаний в условиях постоянной влажности грунта. В действительности происходит некоторое уменьшение влажности илов вследствие уплотнения грунта, так как структурная прочность илов незначительна. Поэтому даже кратковременное уплотнение под нагрузкой, несколько превосходящей структурную прочность, вызывает заметное уменьшение пористости илов. Необходимо иметь в виду, что метод быстрого сдвига отличается от метода Н. Н. Маслова, согласно которому сдвиг производится при различной степени консолидации глинистого грунта и достаточно быстром проведении опыта, обеспечивающем сохранение исходной влажности грунта [Маслов, 1977].

В последнее время определение прочностных характеристик илов часто производят на стабилометрах, что позволяет моделировать работу грунтов в условиях трехосного сжатия. Однако этот метод для илов дает завышенные показатели сдвига.

Для илов перспективно определение сопротивления сдвигу методом крыльчатки (лопастного сдвига), которое производится непосредственно в скважинах с минимальным нарушением структуры грунта и при отсутствии дренажа воды. Этим методом определяют суммарное сопротивление сдвигу без подразделения его на внутреннее трение и сцепление. По мнению В. М. Бевзюка [1969], результаты опытов можно интерпретировать следующим образом. Резкое уменьшение прочности грунта, происходящее при первоначальном повороте крыльчатки, соответствует разрушению сцепления упрочнения C_u при дальнейшем повороте крыльчатки прочность постепенно уменьшается, что соответствует разрушению структурных связей, т. е. утрате первичного сцепления C_p .

В илах часто присутствуют ракушки и обломки окаменелостей, которые значительно повышают сопротивление сдвигу и влияют на другие физико-механические свойства.

В глинистых илах частицы соприкасаются друг с другом через водные пленки, что затрудняет выявление роли трения в сопротивлении сдвигу. Для подобных илов угол внутреннего трения является параметром, не имеющим определенного физического смысла. Сопротивление сдвигу обусловлено преимущественно силами сцепления. Глинистые илы можно рассматривать как аномально вязкие жидкости, обладающие не только вязким сопротивлением, но и предельным напряжением сдвига (начальным сцеплением). Деформация сдвига таких илов при определенном градиенте скоростей соответствует уравнению Шведова — Бингама [Сорокина, 1958].

Сразу после седиментации (на начальной стадии диагенеза) влажность осадков очень большая (примерно равна $2W_L$), а сопротивление сдвигу мало (0,0002—0,0007 МПа). С увеличением глубины залегания сопротивление сдвигу возрастает, хотя пористость (влажность) может оставаться постоянной. В этом случае

прочность грунта повышается за счет процессов тиксотропии и синерезиса.

Для глинистых илов характерны небольшое предельное сопротивление сдвигу, значительная вязкость, зависимость сопротивления сдвигу от прочности структурных связей. Для супесчаных слабо структурных и относительно водопроницаемых илов, а также для илов, предварительно обжатых, целесообразно применять метод консолидированного сдвига. При полевых опытах этим методом по схеме «грунт по грунту» с лиманно-морскими илами, выше которых залегает толща (5—6 м) аллювиального песка, получены высокие показатели сдвига: $\varphi = 27^{\circ}30'$; $C = 0,013$ МПа [Аптекарь, Бушканец, 1965].

В литературе отсутствуют систематические сведения о показателях сдвига илов. Некоторые данные об углах внутреннего трения илов различных морских бассейнов приведены в табл. 24.

При неконсолидированном сдвиге речные старичные илы, так же как и морские глинистые илы, характеризуются небольшими значениями показателей сдвига. Так, для старичных илов Волги в районе Волгограда $\varphi = 1,5—6,0^{\circ}$, $\operatorname{tg}\varphi = 0,026—0,10$; $C = 0,018—0,098$ МПа [Егоров, 1964]. Еще ниже показатели сдвига глинистых илов Керченского пролива: $\operatorname{tg}\varphi = 0,04—0,06$; $C = 0,006—0,016$ МПа [Скиба, 1977].

Часто значения показателей сдвига завышены, что не соответствует физической природе илов. Это связано с применением методики консолидированного сдвига к высокопористым илам, а также с нарушением структуры и значительным уплотнением илов под действием даже кратковременных нагрузок при методике неконсолидированного сдвига. Пористость при этом существенно уменьшается и утрачивается специфика илов.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ИЛОВ РАЗЛИЧНЫХ МОРЕЙ

Систематическое описание состава и свойств илов морских бассейнов СССР затруднительно из-за неполноты экспериментальных данных. Как отмечено выше, состав и свойства илов зависят от физико-географических условий, характера пород в области сноса и других факторов. Обобщенные данные о составе и свойствах илов приведены в табл. 24, 25. Они свидетельствуют о том, что илы различных морских бассейнов СССР неодинаковы. Структурная прочность несколько препятствует гравитационному уплотнению илов. Однако общая направленность диагенеза в илах проявляется отчетливо. С увеличением глубины залегания уменьшаются естественная влажность, пористость, предел текучести и потери при прокаливании. По мере седиментации и с течением времени илы испытывают гравитационное уплотнение, дисперсность и гидрофильность их понижается, а органические вещества частично минерализуются. Как видно из данных табл. 24, наибольшую влажность имеют илы Балтийского, Черного и Каспийского морей. Эти же илы отличаются повышенным содержанием глинистых частиц и органических веществ.

Гранулометрический состав и свойства илов.

Морские бассейны	Число определений	Содержание частиц, %		Естественная влажность, %	Влажность на пределе текучести, %	Пористость, %
		пылеватых	глинистых			
Баренцево море и Кольский залив	630	29—95 64	3—46 13	23—83 59	21—80 57	42—67 57
Балтийское море и Финский залив	700	13—62 36	19—77 43	32—280 188	33—194 124	47—90 69
Черное и Каспийское моря	380	19—83 48	11—70 39	35—190 110	26—126 83	50—83 58
Татарский пролив и прибрежная часть Тихого океана	260	30—74 42	3—53 31	57—117 81	68—110 86	62—72 61

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние

Таблица 25

**Изменение свойств илов в зависимости от глубины залегания.
По В. И. Савельеву [1965]**

Морские бассейны	Глубина залегания, м	Число определений	Естественная влажность, %	Влажность на пределе текучести, %	Пористость, %	Потери при прокаливании, %	Содержание Cl^- , мг на 100 г
Баренцево море	0—2	120	45—40	37—32	61—53	5—3	401—357
	2—4		40—34	36—32	53—47	3—2	357—280
	4—10		34—32	30	47—45	2	250—106
Финский залив	0—2	175	240—180	185—160	87—82	23—10	750—650
	2—4		180—105	160—70	82—76	10—8	650—320
	4—10		105—80	70—65	76—68	8—2	410—320
Черное море	0—2	85	190—160	115—110	83—78	38—36	550—530
	2—4		160—110	110—85	78—70	36—25	540—530
	4—10		110—70	85—82	70—67	25—14	540—460

Илы разнообразны по составу и физико-механическим свойствам, поэтому большой интерес представляет их классификация. В строительной классификации илов, предложенной Г. В. Сорокиной и Л. А. Павловой [1964], морские илы подразделяются по числу пластичности на супесчаные, суглинистые и глинистые. Принимается, что все илы содержат органические вещества, находятся в скрытотекучей консистенции, имеют структурную прочность, обладают тиксотропными свойствами. Илы каждой из этих групп характеризуются (по данным около 500 анализов) среднестатистическими значениями плотности, объемной массы, пористости, коэф-

По В. И. Савельеву [1965]

Угол внутреннего трения, градус	Модуль осадки, мм/м	Na + K, мг на 100 г	Потери при прокаливании, %	Специфические особенности
9—30 16	30—205 107	223—433 345	0,4—5,0 1,8	Значительная пылеватость, мало органических веществ, рыхлое сложение
3—19 8	40—554 334	35—388 152	2—29 12	Высокие глинистость и влажность, весьма слабая плотность сложения
4—26 11	103—410 256	126—550 351	9—40 20	Пестрый гранулометрический состав, много органических веществ, слабая плотность сложения
4—20 10	215—394 330	— —	6—19 11	Пестрый гранулометрический состав, наличие вулканогенного материала, весьма слабая плотность сложения

значения.

фициента фильтрации, а для илов различной консистенции приводятся также деформационно-прочностные показатели.

Ввиду разнообразия илов эта классификация пригодна лишь на первой стадии проектирования. Использование ее не исключает в каждом конкретном случае необходимости детального исследования илов. Следует иметь в виду, что наблюдаются заметные различия в составе и свойствах одновозрастных илов, образовавшихся в различных фациальных условиях даже в пределах одного бассейна.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ИЛАХ

Илы относятся к структурно неустойчивым грунтам. Вопросы, связанные со строительством на илах, рассмотрены М. Ю. Абелевым [1973], Л. Бьерумом и Ж. Атчисоном [Bjerrum, Aitchison, 1973] и др. Они обладают весьма слабой несущей способностью. Сооружения на этих грунтах дают чрезмерно большие и часто неравномерные осадки. Расчет осадок сооружений несовершенен и часто приводит к заниженным результатам, главным образом вследствие приуменьшения мощности активной зоны и неполного учета боковых деформаций.

При строительстве на илах, как правило, принимают специальные меры для обеспечения устойчивости сооружений, особенно сооружений, характеризующихся высокорасположенным центром тяжести и эксцентрическим приложением нагрузки к фундаментам. Существенное улучшение условий фундаментации достигается изъятием илистого грунта. Желательно изъятый илистый грунт целиком или частично заменить песком, гравием или щебнем. Этот способ дорогостоящ и его применяют лишь при строительстве на

илах высоких сооружений с небольшой площадью опоры (насосные станции и др.).

Часто применяют глубокие опоры и свайные фундаменты, проходящие через толщу ила и опирающиеся на устойчивые грунты. В некоторых случаях устраивают высокие свайные фундаменты, опирающиеся на относительно более прочные илистые грунты. Широко применяют способ ускорения консолидации ила и увеличения его несущей способности в предстроительный период. Консолидация достигается устройством в иле вертикальных песчаных, картонных и иных дрен. Использование дрен обычно сочетают с уплотняющей пригрузкой в виде песчаных подушек мощностью 0,5—0,8 м. Методы расчета консолидации илистого грунта основаны на учете зависимости ее от вертикальной нагрузки, структурной прочности и других характеристик ила (коэффициентов фильтрации и сжимаемости, начального градиента напора), радиуса дрен и расстояния между ними [Абелев, 1973].

При возведении сооружений следует по возможности сохранять естественную структуру илов, так как нарушение ее вызывает резкое возрастание деформаций. Повсеместно применяют меры для снижения чувствительности конструкций зданий и сооружений к большим и неравномерным осадкам, например увеличение жесткости отдельных частей сооружений армированием фундаментов и стен в виде непрерывных поясов, разрезку зданий и сооружений на отдельные самостоятельно оседающие блоки и отсеки и т. п.

ГЛАВА VIII

ТОРФЫ И САПРОПЕЛИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К торфам относят породы, содержащие более 50—60% растительных остатков. В зависимости от содержания их рыхлые породы называют сильнозаторфованными (60—40%), среднезаторфованными (40—25%) и слабозаторфованными (25—10%). В твердой фазе торфа преобладают растительные остатки различной степени разложения, происходящего под влиянием разнообразных биохимических и микробиологических процессов.

Торф образуется при зарастании водоемов и заболачивании суши вследствие неполного разложения растительных остатков в условиях недостатка кислорода и избыточного увлажнения. Зарастание сопровождается обмелением озер. Отмирающие части растений покрывают дно слоем торфа, мощность которого с течением времени увеличивается, и водоем постепенно превращается в болото. Озера с застойной водой нередко зарастают и с поверхности воды. Плавающие растения и мхи, переплетенные травами, образуют растительный покров — сплавины, которая с течением времени покрывает всю площадь озера. При смыкании донного торфа со сплавиной озеро превращается в болото-зыбун. Мощность сплавины в глубоких озерах достигает 3—4 м. Подобные сплавины выдерживают тяжесть грузовых автомобилей и деревьев.

Заболачивание суши обусловлено избыточным увлажнением, т. е. превышением осадков над испарением. Конкретные причины заболачивания могут быть различными. Атмосферные воды вызывают заболачивание, если они весной и осенью застаиваются на поверхности суши в условиях преимущественно плоского рельефа, а также при неглубоком залегании глин или плотного иллювиального горизонта дерново-подзолистых почв. К заболачиванию приводит частое заливание водой суши с прилегающего водосбора. Скапливающаяся вода создает в почвах анаэробные условия.

Болотообразование отмечается при продолжительном (15—20 дней и более) заливании поймы рек водами в весеннее время. Подъем уровня воды в реках, например в результате засорения или стеснения русел искусственными сооружениями, приводит к подтоплению и заболачиванию пойменных почв. Заболачивание может быть вызвано формированием плотного иллювиального горизонта почв, а также глубоким промерзанием и медленным оттаиванием почв и грунтов.

Заторфовыванию суши предшествует и частично его сопровождает процесс оглеения минеральных почв и грунтов до различной глубины. В горизонте оглеения накапливается двууглекислая соль железа $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, а также вторичные минералы— вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и сернистое железо FeS , придающие грунтам синевато-голубую окраску. Оглеение вызывает дезагрегацию микроагрегатов, уменьшение водопроницаемости и водоотдачи грунтов, увеличение их влагоемкости и понижение прочностных показателей.

По условиям водного и минерального питания различают болота низинные (грунтовое питание), верховые (атмосферное питание) и переходные (смешанное питание). Низинные болота приурочены к высокому стоянию и выходам на поверхность земли жестких (минерализованных) грунтовых вод. Болота покрыты гипновыми (зелеными) мхами, требующими минеральное питание, и травянистыми растениями (осоки, тростники, камыши, хвощи); из древесных растений встречаются черная ольха, береза, ива.

Верховые болота характеризуются плоско-выпуклым рельефом и занимают огромную территорию, например в Западной Сибири. Главным торфообразователем является белый мох (сфагнум), в травяном ярусе преобладают осока и пушица, в древесном — сосны. Водный режим зависит от колебаний метеорологических элементов. Оглеение наиболее выражено в верхней части почвенного профиля.

Переходные болота — промежуточные между низинными и верховыми болотами, расположены обычно на плоском рельефе и покрыты травянистой растительностью, характерной для указанных выше основных типов болот. Из древесных растений преобладают сосна и береза. В развитии болот наблюдается стадийность — низинные болота с течением времени сменяются переходными, а затем верховыми. Однако верховые болота нередко образуются и существуют как собственно верховые.

В зависимости от мощности торфа различают заболоченные участки (менее 0,5 м) и болота: мелкие (0,5—2 м), средней глубины (2—4 м) и глубокие (более 4 м). Наиболее мощные залежи образуются при длительном заторфовывании озерных котловин.

СОСТАВ И СТРУКТУРА ТОРФА

Ботанический состав. В общепринятой геоботанической классификации торфов [Тюремнов, 1976] среди их основных типов (низинного, переходного и верхового) выделяют подтипы (лесной, лесотопяной и топяной). Далее по характеру растительного покрова различают группы торфов: древесный, древесно-моховой, травяной, травяно-моховой и моховой; выделение видов торфов основано на характере растительных остатков. Ботанический состав тесно связан с условиями питания торфа, характером дна болота, минерализацией грунтовых вод; он существенно влияет на степень разложения, влажность и физико-механические свойства торфа.

Степень разложения торфа представляет собой отношение между продуктами распада растительности, утратившими клеточное строение, и собственно растительными остатками. По мере увеличения степени разложения окраска торфа изменяется от светлой до темно-коричневой, при сжатии из торфа удаляется все меньше воды, он теряет упругость, становится пластичным и сходным с илом. Степень разложения зависит от стойкости растений-торфообразователей к биохимическому распаду. На нее влияют антисептизирующие вещества (гуминовая и фульвовая кислота, фенолы), а также высокая влажность торфа, препятствующая развитию окислительных процессов. По степени разложения R (в %) торфы разделяют на слаборазложившиеся (<25), среднеразложившиеся ($25-40$) и сильноразложившиеся (>40). Степень разложения существенно влияет на структуру, влажность, усадку, набухание и деформационно-прочностные свойства торфов.

Существует несколько методов определения степени разложения: визуальный, микроскопический, центрифугирования. По ГОСТ определение R следует проводить методом центрифугирования. Существует корреляционная связь между степенью разложения, с одной стороны, и содержанием целлюлозы, Ca^{2+} , Mg^{2+} , углерода и гуминовой кислоты, — с другой [Шапошников, 1977].

Химический состав. Элементный химический состав торфа (в % от органической его части) примерно таков: углерод (49—64), водород (4,5—7,0), сера (0,1—1,5), азот (0,7—3,5), кислород (25—45). Чем меньше степень разложения, тем более сходен химический состав торфа и растений-торфообразователей. Из минеральных компонентов в торфах находятся преимущественно SiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 . Наиболее важное структурообразующее значение имеют соединения кальция. В торфах, особенно низинных, накапливаются некоторые редкие и рассеянные элементы. Остатки растений представлены главным образом клетчаткой, состоящей в основном из целлюлозы, гемицеллюлозы и лигнина. В гумусе преобладают гуминовые кислоты, содержание которых с увеличением R возрастает от 30 до 43% в низинном торфе и от 10 до 34% — в верховом. Гумус содержит также высокомолекулярные ароматические соединения многих групп — карбоксилы, метаксилы, фенольные и спиртовые гидроксилы.

На содержание минеральных веществ в торфе указывает их зольность, т. е. масса минерального остатка после прокалывания при температуре $800^\circ C$. Различают конституционную и наносную зольность. Под первой понимают минеральный субстрат, содержащийся в растительных остатках (в низинном торфе 4—9%, в верховом — до 2—3%). Наносную зольность образуют минеральные частицы, привнесенные ветром, грунтовыми или другими водами, временно заливающими болота. Содержание наносной зольности достигает иногда 70—80% от массы воздушно-сухого грунта. Физико-механические свойства торфов существенно зависят от содержания в них минеральных веществ.

Показатель кислотности рН водной суспензии характеризует тип торфа. В верховых торфах рН равен 3—4,2, переходных — 4,4—5,2, низинных — 5,8—7,8 и более [Никонов, 1957]. Кислая среда благоприятствует миграции в торфе солей двухвалентного железа совместно с органическими соединениями.

Гранулометрический состав торфов в зависимости от степени их разложения разнообразен. Верховые торфы более дисперсны и менее однородны по гранулометрическому составу, чем низинные. Размер растительных остатков и минеральных частиц колеблется от нескольких сантиметров до долей микрона. В связи с этим и методы определения гранулометрического состава различны (ситовой, седиментометрический и др.). О степени дисперсности торфов дает также представление удельная поверхность, которая может быть определена специальными методами или ориентировочно рассчитана по данным о гранулометрическом составе.

Структура торфа. Твердая фаза торфа состоит из растительных остатков (волокон) различной степени разложения, минеральных частиц, гумуса. Вода в торфах находится преимущественно в связанном состоянии. Ниже уровня грунтовых вод содержание газов обычно не превышает 3,0—3,5%, в зоне аэрации оно составляет 50—70% и более. Гумусовые кислоты и их соединения образуют пленки гидрогелей на минеральных частицах и растительных остатках и находятся в состоянии подвижного равновесия с ионами поровых растворов.

Структура торфов определяется составом, размерами и формой компонентов твердой фазы, соотношениями и связями между ними и характером пористости. Каждый из видов торфа отличается по особенностям структуры. По микроскопическим признакам выделяют восемь основных видов структур [Пичугин, 1967]: 1) тонкозернистая пластичная связная; 2) грубозернистая (зернисто-комковатая) слабосвязная; 3) ленточная; 4) войлочная; 5) волокнистая; 6) чешуйчато-слоистая; 7) плейчатая; 8) губчатая.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Плотность торфов колеблется большей частью от 1300 до 1700 кг/м³, она растет с увеличением их зольности, а с возрастанием степени разложения — уменьшается.

Объемная масса изменяется от 200 до 1100 кг/м³ (редко больше) в зависимости от объемной массы скелета и пористости. С увеличением влажности и степени разложения объемная масса увеличивается.

Объемная масса скелета зависит от плотности и влажности торфа; она колеблется примерно в пределах 60—240 кг/м³. При наличии наносной зольности объемная масса скелета достигает нескольких сотен килограммов на 1 м³; минимальные ее значения отличаются от максимальных более значительно, чем в минеральных грунтах.

Пористость торфов достигает 90—95%. Низинные торфы имеют пористость и коэффициент пористости несколько меньше, чем верховые торфы тех же болот. Так, на севере европейской части страны коэффициент пористости первых равен 7,5—15, а вторых — 10—22 [Амарян, 1969]. Коэффициент пористости межледникового погребенного торфа равен 1,8—4,2. Активная пористость, представляющая наибольший интерес при фильтрационных расчетах, в 1,5—2,5 раза меньше общей пористости [Шапошников, 1977].

Виды воды и влажность. Торфы содержат весьма значительное количество осмотической и адсорбированной воды. В отличие от химически связанной воды, входящей в кристаллы минералов, физически связанная и капиллярная вода находится в неопределенном соотношении с частицами твердой фазы.

Гравитационная вода присутствует только в крупных порах. По свойствам к ней близка капиллярная вода, содержание которой в торфах равно 25—30%. Физически связанную воду составляет адсорбированная и осмотическая вода. С увеличением степени разложения более 20—30% относительное содержание связанной воды уменьшается, поскольку происходит разрушение полостей растительных клеток и переход содержащейся в них осмотической воды в свободную. В торфах большая часть связанной воды, находящейся в осмотической форме, приурочена к грубодисперсной фракции (>0,25 мм).

Согласно классификации М. П. Воларовича и Н. В. Чураева, разработанной на основе классификации П. А. Ребиндера [«Справочник по торфу», 1954], в торфах следует выделять неподвижную воду W_n , состоящую из сорбционной $W_{сб}$, внутриклеточной $W_{вк}$ и структурной $W_{стр}$ воды, и подвижную капиллярную воду $W_{кп}$.

Относительная влажность (отношение массы воды к массе грунта) торфов может достигать 95—98%, абсолютная (весовая) влажность колеблется от 550 до 1500%, но может быть и намного больше, например в слабо разложившемся торфе топей. Ввиду значительного набухания торфов коэффициент пористости e определяют не расчетным путем, как для минеральных грунтов, а по полной влагоемкости W_n , устанавливаемой экспериментально. При этом используется формула

$$W_n = \frac{\gamma_v e}{\gamma_s},$$

где γ_v и γ_s — соответственно плотность воды и торфа.

Количество капиллярной воды представляет собой разность между полной влагоемкостью и неподвижной (связанной) водой. Содержание воды в торфах зависит от их ботанического состава, степени разложения, зольности и пористости.

Остатки мхов (особенно *Sphagnum*) имеют влажность 1700—3800%, а осоки и тростника — только 200—300%. В соответствии с ботаническим составом влажность верховых торфов больше, чем низинных. С повышением степени разложения и содержания минеральных наносов влагоемкость торфов уменьшается. Малодис-

персные торфы характеризуются более низкой влагоемкостью, чем грубодисперсные, содержащие осмотическую воду. При понижении влажности, например подсушке торфов, отмечается коагуляция (частично необратимая) наиболее мелкодисперсных частиц и уменьшение полной влагоемкости торфа. Влажность существенно влияет на физико-механические свойства и поведение торфов как основной сооружений.

Пластичность. Показатели пластичности имеют физический смысл только для торфов со степенью разложения более 25—30%. Верхний предел пластичности торфов колеблется от 3,16 до 7,18, нижний — от 1,50 до 4,73, число пластичности — от 0,17 до 3,27 (большой частью выше 1,00). Увеличение содержания минеральных частиц понижает показатели пластичности торфов.

Усадка наблюдается при высыхании торфа вследствие удаления воды, главным образом осмотической и капиллярной. С увеличением степени разложения усадка торфов возрастает. Предел усадки для торфов не отмечается.

Зависимость между объемом и влажностью при усадке близка к линейной и выражается формулой [Лыков, 1950].

$$\frac{V_k}{V_n} = \frac{1 + \alpha_v W_k}{1 + \alpha_v W_n},$$

где V_n — объем образца торфа при начальной влажности W_n ; V_k — то же, при конечной влажности W_k ; α_v — коэффициент объемной усадки, равный утроенному коэффициенту линейной усадки α , под которым понимают относительное уменьшение длины образца торфа при изменении его влажности на 1%.

При набухании вода осмотически впитывается растительными клетками, количество физически связанной и капиллярной воды увеличивается, прочность торфа уменьшается. Набухание торфов выражают теми же показателями, что и для глинистых грунтов.

Водопроницаемость. Передвижение свободной воды в торфах наблюдается только по крупным порам. Капиллярная и связанная вода, заполняя значительную часть объема активных пор, понижает водопроницаемость.

Водопроницаемость торфов зависит от многих факторов. Важнейшие из них следующие: ботанический состав, степень разложения, давление, продолжительность фильтрации, сохранность природного сложения.

Ботанический состав влияет на водопроницаемость торфов, поскольку форма и размеры пор растительных остатков различного вида неодинаковы. В болотах торф верхнего слоя слабо разложен и характеризуется высокой водопроницаемостью. Ниже торфогенного слоя (0,5—0,7 м) водопроницаемость резко понижается.

Текстурно-структурные особенности торфов обуславливают анизотропную водопроницаемость. В верховом торфе коэффициент фильтрации в горизонтальном направлении в 100 раз (и более) выше, чем в вертикальном. В низинных торфах, наоборот, водо-

проницаемость в вертикальном направлении в 2–10 раз больше, чем в горизонтальном. С увеличением степени разложения выше 50% анизотропия водопроницаемости в торфах обоих типов исчезает.

Коэффициент фильтрации существенно зависит от степени разложения торфа (табл. 26, рис. 57). При $R > 45\%$ он равен $10^{-8} - 10^{-9}$ м/с, а при $R = 10\%$ — $9 \cdot 10^{-5}$ м/с, т. е. такой же, как соответственно в глинах и мелкозернистых песках. Низинный торф более водопроницаем, чем верховой.

Передвижение свободной воды происходит не по всей поверхности частиц торфа. В связи с этим введено понятие о кинетической удельной поверхности (по Б. В. Дерягину), т. е. внутренней поверхности пор, по которой происходит движение воды. Чем больше эта поверхность, тем выше доля связанной и капиллярной воды по сравнению с гравитационной. Величина кинетической удельной поверхности пор существенно влияет на коэффициент фильтрации. Торфы сильно разложившиеся практически водопроницаемы. Даже под небольшими нагрузками (0,01–0,015 МПа) в торфе малой степени разложения (20–30%) коэффициент фильтрации уменьшается на 2–3 порядка [Шапошников, 1977]. Уплотнение под нагрузкой уменьшает в первую очередь размер крупных пор, что существенно снижает водопроницаемость.

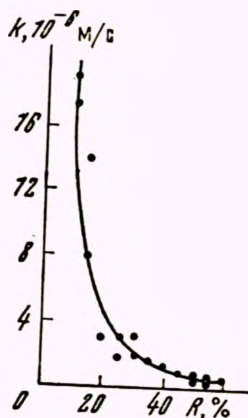


Рис. 57. Зависимость коэффициента фильтрации k торфа от степени разложения R . По Л. С. Евстафьеву

Таблица 26

Коэффициенты фильтрации неуплотненного торфа в залежи.
По К. Е. Иванову и М. А. Шапошникову

Степень разложения R, %	Горизонтальная фильтрация, м/с (торф верхового типа)	Вертикальная фильтрация, м/с (торф низинного типа)
<5	$1 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-1}$
5–10	$1,5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
15–20	$3 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
20–35	$1 \cdot 10^{-5} - 2,5 \cdot 10^{-5}$	$0,8 \cdot 10^{-5}$
40–45	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-8}$
>45	$1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-9}$

Для определения коэффициента фильтрации можно использовать формулу

$$k = k_0 e^{\alpha}$$

где e — коэффициент пористости; k_0 — коэффициент фильтрации в уплотненном состоянии; n — показатель степени.

Значения k_0 и n приведены в работе [«Справочник . . .», 1954].

Присутствие заземленного воздуха в торфах, находящихся выше уровня грунтовых вод, снижает водопроницаемость на 40—80% по сравнению с водопроницаемостью водонасыщенных торфов.

Коэффициент фильтрации торфов с течением времени уменьшается от 1,5 до 8 раз. Это явление наиболее заметно в хорошо разложившихся торфах. Нарушение естественного сложения снижает коэффициент фильтрации торфов в 20—40 раз и более [Вихляев, 1965]. Поэтому в отвалах насыпей торф менее водопроницаем, чем в естественной залежи. При создании гидроизоляционных экранов водопроницаемость торфа можно существенно понизить обработкой его диспергирующими реагентами (NaCl , $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ и др.).

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Несмотря на значительную специфику торфов, к ним применимы основные закономерности механики грунтов, в том числе и теория прочности Кулона — Мора. Механические свойства торфов существенно зависят от их генетических особенностей, положения в разрезе, ботанического состава, степени разложения. В целом с уменьшением влажности деформационные свойства понижаются, а прочностные — повышаются. Однако зависимость эта сложная, наиболее отчетливо она проявляется для торфов с высокой степенью разложения. Сопротивление разрыву определяется преимущественно прочностью волокон торфа.

Деформационные свойства. Торфы — сильно сжимаемые грунты. Особенно большая сжимаемость характерна для верхнего (0,5—0,7 м) торфогенного слоя, в котором степень разложения торфа менее 15%, пористость — 95—96%, объемная масса — 1050—1080 кг/м³, коэффициент фильтрации — 0,01—0,002 м/с. Относительное сжатие торфов достигает 25—50% и более.

В деформации торфов можно выделить различные ее виды: а) мгновенно-упругую; б) структурно-обратимую; в) уплотнения; г) пластическую. Упругая деформация вызвана упругим сжатием воздуха (в торфогенном слое) и растительных остатков. Эта деформация возрастает с уменьшением степени разложения торфа. Структурно-обратимая деформация связана с изменением толщины водных пленок под давлением. Деформация уплотнения является в значительной мере остаточной. Упругие деформации преобладают при кратковременных нагрузках; с увеличением длительности приложения нагрузки доля деформаций уплотнения и структурно-обратимых возрастает. Пластическая деформация возникает в том случае, когда внешняя нагрузка близка к пределу прочности на сдвиг.

Соотношение между указанными видами деформаций зависит от длительности приложения нагрузки, ботанического состава, степени разложения и влажности торфов. Сжимаемость торфов характеризуется компрессионными кривыми нелинейного вида, на которых ветви уплотнения и разгрузки (набухания) не совпадают.

Модуль деформации E_0 является в значительной мере функцией напряженного состояния и физико-механических свойств торфов, на что указывают тесные связи между модулем деформации и влажностью, объемной массой, консистенцией. Так, при $R = 25—40\%$, $W = 300\%$ и уплотняющей нагрузке 0,05 и 0,1 МПа величина E_0 равна 0,24 и 0,26 МПа, при $W = 900\%$ и тех же нагрузках — 0,13 и 0,17 МПа [Шапошников, 1977]. Коэффициент Пуассона μ торфов — величина переменная; при нагрузке 0,07—0,1 МПа он равен 0,25—0,35, в сильно разложившихся торфах и при высокой скорости приложения нагрузки μ может достигать 0,5.

Компрессионное уплотнение торфов протекает в две фазы. Деформация первой фазы, называемой фазой уплотнения (консолидации), соответствует фильтрационному оттоку воды; она протекает быстро и составляет 80—95% от общей деформации. Во вторую фазу деформации, обусловленные ползучестью скелета торфа (вязким перемещением его структурных элементов), происходят медленно. В процессе уплотнения обе эти фазы выделяются нечетко. Разрушение структуры торфа происходит при относительной деформации, равной 45—55%. Испытания в стабилометрах позволяют учитывать поровое давление воды и боковое расширение торфа.

Прочность торфов, выражаемая через показатели сдвига (внутреннее трение и сцепление), зависит от многих факторов. Сопротивление сдвигу торфа изменяется от 5 до 30 кПа (в среднем 10—15 кПа). С увеличением степени разложения торфа при одной и той же влажности прочность его уменьшается. Поэтому сопротивление сдвигу торфа верхнего слоя, как правило, больше, чем нижнего.

Внутреннее трение зависит от ботанического состава торфа, степени его разложения, влажности, зольности, формы частиц. При нарушении естественного сложения угол внутреннего трения практически не изменяется, а сцепление уменьшается в 1,5—2 раза.

Главное значение в прочности торфа имеет сопротивление разрыву растительных остатков, которое мало зависит от влажности и значительно — от степени разложения и защемления их в каркасе торфа. Максимальное сопротивление разрыву отмечается вдоль растительных волокон, минимальное — в перпендикулярном направлении. Можно принимать, что прочностные характеристики определяются сопротивлением разрыву. Сцепление, создаваемое капиллярными и молекулярными силами вследствие высокой влажности торфов, незначительно.

При длительном приложении нагрузки наблюдается релаксация (ослабление) сил сцепления, связанная с деформациями

структурных элементов и адсорбционных слоев воды. В связи с этим различают сцепление условно-мгновенное и предельно-длительное, наступающее через 4—5 дней после приложения нагрузки.

В соответствии с особенностями текстуры торфы характеризуются анизотропией прочности. Так, отношение сцепления при сдвиге поперек и вдоль волокон верхового торфа равно в среднем 1:1, а низинного торфа — 1:1,54. С уменьшением влажности менее 400% анизотропия прочности увеличивается, а при возрастании влажности свыше 900% она постепенно исчезает. Повышение степени разложения торфа сопровождается уменьшением анизотропии прочности и коэффициента фильтрации [Шапошников, 1977].

Прочность торфов, как и илов, следует определять главным образом в полевых условиях с помощью зондовых крыльчаток и пенетрометров, например конструкции Л. С. Амаряна [1969]. Крыльчатки позволяют определять сопротивление сдвигу τ грунта на глубину до 15 м. Расчет τ производится на основе зависимости между крутящим моментом и касательными напряжениями, развивающимися на боковой и торцевой поверхности тела, образующегося при вращательном срезе грунта. Наконечники пенетрометров погружают в поверхностный слой торфа на глубину менее их высоты или равную ей. Методом статического зондирования прочность торфов и сапропелей можно определять до глубины 10—15 м.

В лаборатории прочность торфов определяют при их напряженно-деформированном состоянии. С этой целью применяют стабилметры, лабораторные крыльчатки и пенетрометры. Испытания в сдвиговых приборах дают неустойчивые и завышенные значения ϕ и C , так как неразложившиеся растительные остатки часто находятся в плоскости сдвига.

ТОРФЫ — ОСНОВАНИЯ СООРУЖЕНИЯ

Строительные классификации болот и торфяных залежей основаны на учете консистенции торфов. Различают торфы открытые (современных болот) и погребенные, покрытые аллювиальными и морскими отложениями. Погребенные торфы претерпели обжатие и характеризуются по сравнению с открытыми торфами более благоприятными деформационно-прочностными показателями.

Широкое распространение имела классификация К. С. Ордуянца [1946], разработанная на основе схемы А. В. Ливеровского применительно к строительству железнодорожных насыпей. По этой классификации болота делятся на три типа. Первый тип — болота заполнены торфом устойчивой консистенции, способным независимо от степени влажности при положительных температурах в течение 5 сут сохранять вертикальные откосы в шурфе глубиной 2 м. Второй тип — болота заполнены торфом неустойчивой консистенции, не удовлетворяющим приведенному выше определе-

нию торфа устойчивой консистенции. Третий тип — болота, заполненные водой и растекающимся торфом, часто покрыты сверху торфяной коркой.

Для торфов болот первого типа характерны деформации уплотнения. В болотах второго типа под насыпью наблюдается выталкивание торфа. Глубина погружения насыпи зависит от мощности торфа, его консистенции, состава, степени разложения, нагрузки, характера дна. При «жестком» (минеральном) дне болота насыпь погружается меньше, чем при мягком илистом дне. В болотах третьего типа насыпь быстро достигает устойчивого грунта и характеризуется пологими откосами.

Недостаток этой классификации состоит в том, что она принимает болото как объект однородный, между тем как оно является сложным природным образованием, к отдельным участкам которого приурочен торф различных болотных фаций. Рассмотренная классификация была несколько улучшена Министерством транспортного строительства (СНиП II-Д.5—62), однако и этой классификации присущ тот же недостаток.

Заслуживает внимания классификация торфяных оснований, разработанная М. А. Шапошниковым [1974, 1977] на фациально-системной основе с использованием критериальных значений водно-физических и механических характеристик торфа отдельных болотных фаций.

Осадка насыпи на болотах обычно неравномерная. При возведении насыпей часто удаляют торф на некоторую глубину (выторфовывание), что особенно необходимо при низких насыпях. Выторфовывание производится рытвем траншей экскаваторами, взрыванием торфа на выброс, удалением его с помощью гидромеханизации. Глубину выторфовывания определяют по эмпирическим формулам, основанным преимущественно на учете мощности болота, состава и влажности торфа, высоты насыпи.

Деформация торфяных оснований. Применение открытого торфа в основаниях возможно только для сооружений легких и малочувствительных к осадкам (рис. 58, а, 1). Тяжелые и чувствительные к осадкам сооружения должны опираться на минеральные грунты. При мощности осушенного торфа до 2 м его удаляют и фундаменты располагают на минеральном грунте (рис. 58, а, 2). При мощности неосушенного торфа более 3 м применяют отсыпку

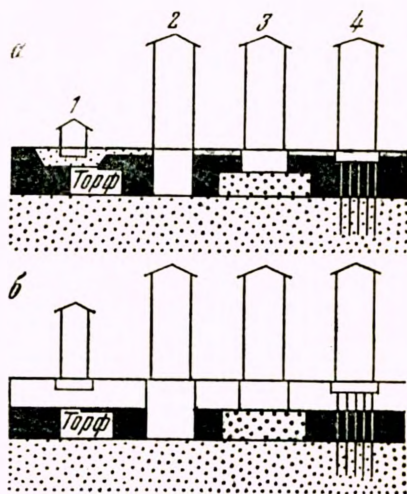


Рис. 58. Схема залегания и использования торфа в основании. По Н. И. Морарескулу. 1—4 — типы фундаментов на открытом (а) и погребенном (б) торфе

песчаной подушки (рис. 58, а, 3) и свайные фундаменты (рис. 58, а, 4). Тип фундамента на грунтах с погребенным торфом определяется строением грунтовой толщи, свойствами торфа, величиной нагрузки (рис. 58, б).

В водонасыщенных торфах увеличение нагрузки при строительстве опережает отток воды из грунта. Поэтому при расчетах устойчивости принимают результаты испытаний по схеме неконсолидированного быстрого сдвига.

Общая деформация торфов весьма значительна. Чтобы уменьшить возможность чрезмерных осадок и боковых сдвигов в основаниях сооружений, в предпостроечный период производится осушение торфяных залежей.

Осадка торфа зависит от многих факторов (мощности торфа, его состава, влажности, консистенции, степени разложения, свойств грунтов дна болот, величины нагрузки и длительности ее приложения). Допускаемые осадки торфяных оснований зависят от типа зданий и сооружений. Так, осадка 4—5-этажных зданий, эксплуатируемых нормально, составляет 40—50 см.

При расчете осадок следует учитывать тип торфяных оснований и характер деформаций. Для торфов первого типа, отличающихся деформациями уплотнения, в тех случаях, когда ширина загруженной площади превышает глубину сжимаемого слоя менее чем в четыре раза, осадку S (в м) рассчитывают по уравнению

$$S = \frac{\sigma H}{E_0} \beta,$$

где H — мощность слоя торфа, м; σ — напряжение по подошве, МПа; E_0 — модуль деформации, МПа; β — параметр, зависящий от коэффициента Пуассона μ торфа

$$\beta = 1 - \frac{2\mu^2}{1-\mu}.$$

Иногда осадку выражают через модуль осадки l (в мм/м), по Н. Н. Маслову

$$l = \frac{S}{H} = \frac{l_n - l_p}{1 + l_n} 1000.$$

При одномерном сжатии грунта под плотинами, дорогами, насыпями, загруженными на значительном протяжении равномерно распределенной нагрузкой σ , осадка торфа S равна

$$S = \frac{H}{E_0} \sigma,$$

где H — мощность слоя торфа, м; E_0 — модуль общей деформации.

Способы расчета осадок насыпей на торфяном основании разработаны Н. Н. Ивановым, К. С. Ордуянцем, Н. Н. Сидоровым, А. А. Ткаченко, В. Д. Казарновским, М. А. Шапошниковым и др. Существует ряд эмпирических формул для расчета осадки под небольшими опорными площадями под давлением, не превышаю-

щим несущую способность торфа. Эти формулы учитывают строение болотной толщи и свойства торфа.

Деформации торфов во времени. При осадке торфа под действием нагрузки происходит выжимание воды и деформация растительных остатков. Консолидация торфа, как и глинистого грунта, обусловлена фильтрацией поровой воды и вязким трением между частицами твердой фазы.

Принимая, что процесс осадки торфа обусловлен преимущественно фильтрационными явлениями, используем понятие о степени консолидации Q_t

$$Q_t = \frac{S_t}{S_{\text{кон}}},$$

где S_t — осадка в момент времени t ; $S_{\text{кон}}$ — конечная (стабилизированная) осадка.

Искомую величину S_t представим в виде

$$S_t = S_{\text{кон}} Q_t.$$

Из теории фильтрационной консолидации следует, что в случае одномерной задачи и мгновенного приложения нагрузки

$$Q_t = 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{i=1}^n \frac{1}{i^2} e^{-N},$$

$$N = \frac{\pi^2 C}{4H^2} t, \quad C = \frac{(1+e)k}{\gamma_b a}.$$

Для вычисления Q_t ограничимся одним членом ряда зависимости. Тогда она примет следующий вид:

$$Q_t = 1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-N}.$$

Зная мощность торфа H , его коэффициент уплотнения a , коэффициент фильтрации k , средний коэффициент пористости e , плотность воды γ_b , можно для момента времени t найти значение N и, следовательно, Q . Зная степень консолидации и вычислив конечную осадку, можно найти искомую величину S_t .

Сопоставление результатов расчета и экспериментальных данных выявило, что изложенный выше метод расчета дает значительную погрешность при значениях Q_t , превышающих 0,8—0,9. В конечной стадии процесса уплотнения, когда скорость осадки незначительна, деформации уплотнения определяются не отжатием воды, а ползучестью растительных волокон. При уплотнении мало-влажных торфов деформации растительного каркаса существенно определяют протекание всего процесса консолидации.

Способы улучшения торфяных оснований. При снижении влажности показатели механических свойств торфов значительно повышаются. Поэтому главным способом мелиорации торфов в строительных целях является понижение их влажности путем осушения. Применяются различные способы осушения (открытые каналы,

вертикальные и горизонтальные песчаные дрены, уплотнение песчаными подушками, иглофильтры, электроосмотический метод и т. п.).

Наиболее простой и распространенный способ осушения торфов заключается в устройстве открытых канав. Осадку торфа S при осушении можно приближенно рассчитать по формуле

$$S = \frac{e_n - e_p}{1 + e_n} H,$$

где e_n — коэффициент пористости торфа до осушения; e_p — коэффициент пористости после осушения (находят по уравнению компрессионной кривой); H — мощность торфа до осушения.

Величина e_p определяется по формуле

$$e_p = e_n - A \ln(P + P_0),$$

где P_0 — давление, соответствующее коэффициенту пористости в условиях естественного залегания (e_n); A — безразмерный коэффициент; P — сумма капиллярного давления P_k и давления от собственного веса торфа. Величина P_k равна 0,01—0,05 МПа. Более точно ее можно вычислить по формуле

$$P_k = \gamma_v h_k,$$

где γ_v — объемная масса воды, кг/м³; h_k — высота капиллярного поднятия воды, м.

Осушением песчаными дренами достигают за строительный период до 80—90% от полной осадки. Этот метод широко применяется при строительстве различных сооружений.

ТОРФЫ — ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И ВМЕСТИЛИЩА ГИДРОМЕЛИОРАТИВНЫХ КАНАЛОВ

Торфы — естественные строительные материалы. К настоящему времени накоплен опыт применения торфа в телах гидромелиоративных сооружений — плотин и дамб [Вихляев, 1965]. В районах распространения песков широко используют разложившийся и высоковлажный торф вместо глины для уменьшения водопроницаемости грунтов. После отсыпки торф уплотняют. Оптимальная влажность уплотнения в среднем равна 0,8—0,9 от влажности верхнего предела или 1,3—1,5 от влажности нижнего предела пластичности. О степени уплотнения торфов в отличие от минеральных грунтов можно судить по значению коэффициента фильтрации. Минимальное его значение достигается уплотнением при оптимальной влажности.

Торфяно-песчаные смеси применяют в дорожном деле и для создания гидроизоляционных экранов. При смешении торфа с песком объемная масса смеси по сравнению с собственно торфом заметно возрастает, сжимаемость и усадка уменьшаются, гумус придает пескам связность. Неоднородные по гранулометрическому составу пески более благоприятны для применения в смесях,

чем отсортированные пески. Водопроницаемость торфяно-песчаных смесей зависит от влажности, при которой производят уплотнение. Оптимальная влажность смесей (в долях от показателей пластичности) примерно такая же, как и собственно торфа.

С увеличением содержания песка в смесях оптимальная влажность уплотнения понижается (табл. 27). Как видно из данных табл. 27, при содержании песка 20—40% водопроницаемость торфяно-песчаных смесей меньше по сравнению с чистым торфом, так как частицы песка заполняют крупные поры. При увеличении содержания песка более 40% коэффициент фильтрации возрастает. Явления кольтатации и набухания при длительной фильтрации понижают водопроницаемость торфяно-песчаных смесей.

Таблица 27

Оптимальная влажность и коэффициент фильтрации торфяно-песчаных смесей. По Ф. П. Винокурову

Торф	Степень разложения, %	Оптимальная влажность, %						
		Коэффициент фильтрации k , 10^{-8} м/с						
		Содержание песка в смеси, %						
		0	20	30	40	50	70	100
Тростниковый	40	142,0	120	95	60	45	28	—
		0,34	0,25	0,16	0,13	0,33	2,62	2540
Осоковый	30	560	154	100	80	56	—	—
		10,50	3,50	1,86	3,52	6,20	—	2540
Древесный	40	290	89	75	50	38	22	—
		5,40	2,84	1,73	1,60	5,80	38,70	2540

При смешении торфа с песком улучшаются деформационно-прочностные показатели торфа, кроме того, как видно из табл. 27, при определенном соотношении между торфом и песком уменьшается водопроницаемость смесей.

Торфы — вместилища гидромелиоративных каналов. Откосы каналов, проложенных в торфах, часто деформируются. Причины неустойчивости откосов разнообразны: гидродинамическое давление воды, несоответствие заложения углу естественного откоса водонасыщенного грунта, подмыв основания откосов потоком воды, внешняя нагрузка на торф, например от кавальеров, повышение уровня грунтовых вод и т. п. Пластические деформации нередко вызывают оплывание торфа в русла каналов. Затраты на восстановление профиля каналов весьма значительны.

При устойчивости откосов существенное значение имеет правильный выбор коэффициента заложения. При этом следует учитывать характер напластования грунтов. В однородных торфах откосы каналов значительно устойчивее, чем тогда, когда нижняя часть откосов и дно канала сложены песками. В этом случае

песок размывается и оплывает, верхняя часть откоса «повисает», что приводит с течением времени к его обрушению.

Причиной разрушения откосов служат иногда высокие, сверх допускаемых, скорости движения воды. Допускаемые скорости зависят от ботанического состава и степени разложения торфа и колеблются примерно от 0,3 до 1,0 м/с. С увеличением степени разложения торфа эти скорости уменьшаются.

На сохранность откосов влияют климатические факторы: колебания температуры, инсоляция, осадки. Особенно неблагоприятное воздействие оказывают промерзание и оттаивание, вызывающие нарушение структуры торфа, увеличение его крошимости, уменьшение прочности и связности, оползание в откосы. Посев травосмесей (залужение) на бермах и откосах каналов в значительной мере снижает действие климатических факторов.

Устойчивость каналов зависит от их коэффициента заложения и формы. При проектировании осушительных систем коэффициенты заложения откосов принимаются в соответствии со СНиП II-52—74 «Сооружения мелиоративных систем. Нормы проектирования». В зависимости от степени разложения и состава коэффициент заложения изменяется от 1 в слаборазложившихся торфах до 2 в сильноразложившихся.

С течением времени происходит некоторое уполаживание откосов. Параболическая форма каналов наиболее устойчива. Однако придание такой формы откосам затруднительно. Кроме того, при параболической форме откосов скорость воды летом очень мала, верхняя часть откоса чрезмерно крутая. Поэтому часто принимают параболическую форму откосов в нижней части каналов и трапецидальную — в верхней. В малоразложившихся торфах каналам глубиной до 2 м придают трапецидальную форму.

САПРОПЕЛИ

Сапропели являются гелеобразными органо-минеральными осадками, образовавшимися в восстановительных условиях на дне пресноводных озер за счет остатков планктона, бентоса и минеральных компонентов. Обычно они залегают ниже торфяников, возникших вследствие зарастания водоемов. Сапропели занимают промежуточное положение между торфом, с одной стороны, и озерными илами и мергелями, — с другой. В них часто отмечается переслаивание органического материала с песком и глиной и включения остатков водорослей и древесины. Мощность сапропелей в древних болотах колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м, в современных озерах — преимущественно 0,5—10 м, но иногда достигает 40 м. Скорость отложения сапропелей в зависимости от интенсивности поступления в озеро минеральных компонентов колеблется от 1 до 7 мм/год.

Состав сапропелей разнообразен и неодинаков по вертикальному разрезу. По содержанию органических веществ выделяют собственно сапропели (>60%) и сапропелиты (60—30%). Пер-

вую группу составляют: 1) тонкодетритовый сапропель; 2) грубодетритовый сапропель; 3) сапропелевый торф; 4) сапропель, обогащенный гумусом и высоковлажный; 5) водорослевый. Ко второй группе относятся: 1) песчаный сапропель; 2) глинистый сапропель; 3) известковый сапропель; 4) озерный мергель; 5) диатомовый сапропель; 6) раковистый сапропель, состоящий из обломков кремневых моллюсков и органического детрита [«Сапропелевые ...», 1964].

Выявлено, что сапропели — отложения зональные; распространение, мощность и состав их в различных физико-географических зонах не одинаковы [Рубинштейн, 1971]. В зоне тундры и лесотундры встречаются только водорослевые и торфянистые сапропели незначительной (около 1 м) мощности. В лесной зоне сапропели образуются наиболее интенсивно, так как фито- и зоопланктон здесь в озерах развит сильно; мощность сапропелей достигает 10 м и более. В лесостепной зоне распространены мелководные озера, в которых мощность сапропелей не превышает 1—2,5 м. В зоне степей, полупустынь и пустынь встречаются маломощные солоноватые сапропели. Незначительной мощности сапропели распространены азонально в зоне вечной мерзлоты и в горных районах.

Состав сапропелей зависит от удаленности берегов и проточности озер. Вблизи берегов состав сапропелей непостоянен. Зольность сапропелей уменьшается, а дисперсность их возрастает в направлении от берега в глубь озера.

Элементный состав органического вещества в сапропелях следующий (в %): Н — 6,6—8; N — 4,1—6; O — 27—35; C — 53—60. Состав обломочных минералов тот же, что и в породах, окружающих озеро. Во фракции менее 0,002 мм находятся органические и органо-минеральные соединения, карбонаты и глинистые минералы. Гранулометрический состав сапропелей неоднороден, в наибольшем количестве (57—79%) встречаются пылеватые частицы.

Влажность сапропелей колеблется в широких пределах — от 50—100% (диатомовый и известковый сапропель) до 900% (тонкодетритовый сапропель). Величина ее в общем пропорциональна содержанию органических веществ и обратно пропорциональна зольности сапропелей и глубине их залегания от поверхности дна. Гигроскопическая влажность равна 4—10%, максимальная молекулярная влагоемкость 70—150%. Плотность скелета коррелируется с влажностью сапропеля, величина ее колеблется от 1400 до 2600 кг/м³. Коэффициент пористости сапропелей с повышенной (> 50%) зольностью колеблется от 3 до 16; для мало-зольных сапропелей он еще выше. Объемная масса равна 1010—1140 кг/м³. Объемная масса скелета составляет 100—240 кг/м³, однако в высокозольных разновидностях достигает 600 кг/м³.

Показатели пластичности зависят от соотношения между органической и минеральной частями сапропелей. Так, при уменьшении количества органических веществ от 90 до 10% влажность

Свойства сапропелей. По А. Я. Рубинштейну

Тип сапропелей	Содержание органических веществ, %	Емкость поглощения, мг-экв	Естественная влажность, %	Объемная масса, кг/м ³	Коэффициент пористости	Объемная масса, скелета, кг/м ³	Гигроскопическая влажность, %
Органические	70—90 (малозольные)	25—30	1600— 2000	1400— 1700	23—30	40—70	8—10
Минерально-органические	50—70 (среднезольные)	20—25	850— 1600	1700— 2000	16—23	70— 100	6,5—8
Органо-минеральные	30—50 (повышенно-зольные)	15—20	350— 850	2000— 2300	9—16	100— 250	5—6,5
Минеральные	10—30 (высокозольные)	5—15	150— 350	2300— 2600	3—9	250— 600	3,5—5

верхнего предела пластичности понижается от 500—800 до 200—280%. При определении пределов пластичности сапропели, как и илы, необходимо предохранять от высушивания. При высушивании сапропели значительно уменьшаются в объеме и отвердевают. Коагуляция частиц при этом имеет частично необратимый характер. Об этом свидетельствует тот факт, что после набухания высушенных сапропелей объем их составляет только 30—60% от первоначального (до высыхания).

Вследствие разнообразия состава водопроницаемость сапропелей весьма изменчива. Плотные и глинистые сапропели имеют такую же водопроницаемость, как глины ($k = 10^{-8} - 10^{-9}$ м/с). Песчаные прослои, параллельные напластованию, создают анизотропию водопроницаемости и повышают ее в горизонтальном направлении. При подсыхании сапропелей происходит коагуляция тонкодисперсных частиц, что сопровождается увеличением коэффициента фильтраций до $(1-10) \cdot 10^{-5}$ м/с.

Сапропели способны к тиксотропному и синергическому упрочнению, пластическая прочность их при этом возрастает в сотни и даже тысячи раз. Определение структурной прочности сапропелей возможно только при малых ступенях нагрузок. Сапропели являются сильно сжимаемыми грунтами. При уменьшении коэффициента пористости от 12—25 до 2—4 коэффициент сжимаемости изменяется от 5—10 до 0,03—0,1 МПа⁻¹. При этом влажность сапропелей уменьшается в 4—8 раз, а объемная масса скелета увеличивается в 3—7 раз. Наибольшее сжатие происходит на первых ступенях нагрузок. Консолидация грунта, соответствующая 70—90% от полной осадки, отмечается через 20—30 ч после приложения нагрузки.

В табл. 28 приведены ориентировочные данные о свойствах сапропелей. Как видно, наибольшей прочностью характеризуются сапропелиты. Сжимаются они в 5—10 раз меньше, чем собственно сапропели. Сапропелиты близки к минеральным грунтам. Так,

Таблица 28

Показатели пластичности			Сцепление C , 10^{-4} МПа	Угол внутреннего трения φ , градус	Коэффициент сжимаемости (в МПа ⁻¹) в интервале нагрузок P , МПа		
верхний предел	нижний предел	число пластичности			0—0,05	0,05—0,1	0,1—0,2
5,5—7,0	2,1—3,1	3,2—4,2	2—3	15—20	10—5	1—0,3	0,2—0,1
4,0—5,5	1,5—2,1	2,3—3,2	4—8	20—25	5—2	0,3—0,15	0,1—0,05
2,8—4,0	1,2—1,5	1,5—2,3	4—15	25—28	2—0,8	0,15—0,08	0,05—0,02
2,0—2,8	1,0—1,2	1,0—1,5	15—80	28—30	0,8—0,3	0,08—0,03	0,02—0,01

в районе Риги сапропелиты характеризуются тонкослойной текстурой, пылеватым составом (0,05—0,005 мм — 80%), пористостью более 50%, влажностью 50—70% (реже более), мягкопластичной консистенцией, низкой водопроницаемостью ($k = 10^{-8} - 10^{-9}$ м/с), коэффициентом сжимаемости до 0,05 МПа и более, относительным сжатием до 25—30% [Стапренс, 1956].

ГЛАВА IX

ПОЧВЫ

Почвы в значительной мере наследуют от рыхлых материнских пород их состав и свойства. Например, на кварцевых песках и карбонатных породах характер почв резко различен. Материнские породы в зависимости от водопроницаемости способствуют в одних случаях заболачиванию, а в других — иссушению почв.

Процессы почвообразования наиболее интенсивно протекают при некотором климатическом оптимуме. Зеленые растения переводят зольные элементы в компоненты органических соединений. Микроорганизмы разрушают отмершие остатки организмов. Тонкоразложившиеся растительные остатки дают с минеральными частицами сложные органо-минеральные соединения (гумус).

Горный рельеф способствует смене почвообразующих пород, сильной эрозии и образованию грубодисперсных почв. Количество лучистой энергии и степень увлажненности зависят от экспозиции склонов и их крутизны. Микрорельеф (бугры, кочки, блюдца и т. п.) может служить причиной заболачивания почв, обуславливает различие в степени увлажненности и комплексность почвенно-растительного покрова.

Абсолютный возраст многих почв Русской равнины исчисляется со времени освобождения территории от ледника, а для некоторых областей — со времени окончания последней трансгрессии.

Основным фактором почвообразования является также многообразная хозяйственная деятельность человека, темп и размах которой все более нарастают.

Распространение почв соответствует в основном законам горизонтальной и вертикальной зональности, впервые выявленной В. В. Докучаевым. Местные факторы (орографические, геологические и др.) вызывают образование интразональных почв, залегающих в виде пятен среди зональных почв. К основным законам географии почв относится также закон провинциальности, согласно которому в широтных и вертикальных почвенных зонах выделяются провинции, различающиеся по геоморфологическим и иным признакам и, следовательно, по характеру почв.

СОСТАВ ПОЧВ

В сельскохозяйственном отношении благоприятны такие почвы, в которых твердая фаза составляет примерно 50% объема, на долю же жидкой и газообразной фаз приходится по 25%. Особенностью почв, определяющей их плодородие, является присутствие растительных и животных остатков, множества микроорганизмов (сотни миллионов в 1 г) и гумуса.

Твердая фаза почв состоит из первичных и вторичных минералов, гелей и коагелей гидроокислов металлов, обменных катионов, гумуса.

Почвы содержат воду и органические вещества и по химическому составу отличаются от литосферы. По сравнению с литосферой почвы содержат несколько больше кислорода и водорода, углерода в 20 раз больше, а азота — в 10 раз. Наоборот, содержание металлов (Al, Fe, Ca и др.) в почвах ниже, чем в литосфере. Химический состав почв варьирует в зависимости от типа почв и состава материнских пород.

Почвы — системы полидисперсные. Грубозернистая часть их представлена первичными минералами (кварцем, полевыми шпатами, слюдой и др.), глинистая — главным образом глинистыми минералами каолинитовой, монтмориллонитовой и особенно гидрослюдистой группы. В почвах различных ландшафтных зон состав глинистых минералов неодинаков. Зональность их состава проявляется не отчетливо, так как завуалирована влиянием состава материнских пород, геоморфологических и гидрогеологических условий и т. п.

Почвенные коллоиды состоят из глинистых минералов и гумусовых частиц. В них несколько меньше SiO_2 , Ca, Na и больше Mg, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K, чем в основной массе почв. Почвенные коллоиды способны к адсорбции и обменным реакциям. Емкость обмена зависит от состава глинистых минералов. Высокую емкость обмена имеют монтмориллонитовые минералы — 60—150 мг-экв, еще выше емкость обмена органических коллоидов, например для гумусовых кислот различных почв она составляет 350—500 мг-экв на 100 г сухой породы [Кононова, 1963].

Емкость обмена возрастает с повышением дисперсности почв и уменьшением концентрации H^+ -ионов. Почвенные коллоиды имеют обычно отрицательный заряд, величина которого зависит, в частности, от реакции среды. Почвенные частицы, образовавшиеся при коагуляции разноименно заряженных коллоидов, имеют малый электрический заряд, вследствие чего они слабо подвижны. Емкость обмена почв редко превышает 70 мг-экв на 100 г, что составляет примерно 1% от их массы. Однако емкость обмена и состав обменных оснований сильно влияют на гранулометрический состав и свойства почв.

Простые соли часто находятся в почвах в форме новообразований. Состав их изменяется зонально. В болотных почвах распространены синие выцветы вивианита и гидрат закиси железа; в подзолистых почвах — конкреции и примазки гидроокислов железа; в черноземах и лёссовых породах — карбонаты кальция; в солончаках наряду с карбонатом кальция присутствуют хлориды и сульфаты Na, Mg и Ca.

Простые соли влияют на физико-механические свойства почв. В пустынной и полупустынной зонах легкорастворимые соли поглощают пары воды из воздуха, что способствует уплотнению грунта в полотно дорог. Сульфаты Na, Ca и Mg при кристаллиза-

ции присоединяют воду, что уменьшает объемную массу почв. При повышении влажности засоленные почвы быстрее переходят в текучее состояние, чем незасоленные. Легкорастворимые соли затрудняют процесс твердения цемента и вызывают его усиленную коррозию. Карбонатные соли кальция обуславливают насыщенность поглощающего комплекса Ca^{2+} и оструктуренность, что улучшает водные и физические свойства почв.

Органические вещества накапливаются первоначально за счет жизнедеятельности и отмирания низших растений (лишайников и др.), произрастающих на массивных породах. Образующийся из этих пород рыхлый субстрат создает условия для произрастания высших растений, что резко увеличивает количество органических веществ и микроорганизмов в почвах.

В результате взаимодействия продуктов разложения органических остатков с минеральными компонентами образуются темноокрашенные соединения — гумус. В составе его больше С и N и меньше O и H, чем в растениях. Органические вещества частично минерализуются, в результате чего образуются газы (CO_2 , NH_3 и др.).

В гумусе установлены белки и аминокислоты, углеводы и их производные, жиры, воск и смолы, составляющие 10—15% от общего количества гумуса. Остальную его часть — собственно гумусовые вещества — составляют сложные полимерные образования (ароматические и азотсодержащие органические соединения).

Гумусовые вещества разделяют на гуминовые кислоты, фульвокислоты и гумины. Гуминовые кислоты — темноокрашенные вещества, извлекаемые из почв растворами щелочей; при действии кислот они выпадают в осадок — гель, имеющий следующий состав (в %): С — 50—62; Н — 2,8—6,6; O — 31—40; N — 2—6. Фульвокислоты — вещества желтовато-красноватой окраски, остающиеся в растворе после подкисления (до pH 2,6—2,8) щелочной вытяжки и выпадения в осадок гуминовых кислот. По сравнению с гуминовыми кислотами фульвокислоты содержат меньше С (44—49%) и N (2—4% и больше), O (44—49%) и H (3,5—5,0%).

Гумины — вещества, которые не извлекаются из почв щелочными растворами; они состоят из претерпевших полимеризацию гуминовых и фульвокислот, продуктов их соединения с минеральными компонентами.

Гумусовые вещества обладают значительной емкостью обмена, взаимодействуя с солями минеральных кислот, полуторными оксидами и глинистыми минералами, они образуют Na-, K-, Ca-, Fe- и Al-гуматы и фульваты.

Способность гумусовых веществ к миграции зависит от их состава, обменных катионов и физико-химических условий. В кислой среде гумусовые вещества легко мигрируют. Кислый гумус высокодисперсен и способствует передвижению по почвенному профилю минеральных компонентов и Fe- и Al-фульватов. В почвах лесостепной и степной зон в связи со щелочной реакцией

среды подвижность гумуса резко уменьшается, что наряду с малым количеством осадков вызывает относительное накопление гумуса в почвах.

Высокодисперсные гумусовые вещества благодаря значительным гидрофильности и емкости поглощения существенно влияют на физико-механические свойства почв.

Содержание микроэлементов в почвах составляет сотые, реже десятые доли процента, однако они имеют весьма большое биологическое значение (ускорение роста растений, повышение устойчивости их против действия неблагоприятных факторов). Почвы наследуют микроэлементы от материнских пород. Так, в основных и ультраосновных породах содержится относительно много хрома, никеля, кобальта, меди; в кислых породах — рубидия, бария, редких земель, марганца, циркония и др. В глинистых породах микроэлементов значительно больше, чем в песках.

Подвижность микроэлементов зависит от реакции среды. Более растворимы, подвижны и доступны для организмов катионы металлов низшей валентности. Микроэлементы находятся в кристаллических решетках минералов, в поглощающем комплексе почв, в организмах и гумусе. Чем выше емкость обмена и количество органических веществ, тем больше содержание в почве микроэлементов. В иллювиальных горизонтах подзолистых почв концентрируются микроэлементы — спутники железа, алюминия и гумуса (Cu, Ni, Zn, Co и др.). В почвах степного типа отсутствует резкая дифференциация микроэлементов по генетическим горизонтам.

Жидкая фаза (почвенный раствор) в значительной мере определяет плодородие и свойства почв. Влажность почв изменяется в зависимости от климата и геоморфологического положения местности, времени года, водопроницаемости подстилающих пород и т. п.

Поровый раствор в различной степени связан с твердой фазой почв. В пределах капиллярной каймы грунтовых вод минерализация его возрастает снизу вверх. В почвенном растворе встречаются те же катионы и анионы, что и в обменном комплексе. Основными свойствами почвенных растворов являются осмотическое давление, реакция среды pH, буферность и окислительно-восстановительный потенциал Eh.

Важное значение имеет соотношение между осмотическим давлением порового раствора и клеточного сока растений. На солончаках, например, рост растений невозможен, так как осмотическое давление порового раствора в них очень большое.

Величина pH колеблется от 3,5 (болотные почвы) до 9 и более (солончаки и солонцы). Реакция среды зависит от присутствия кислот, оснований, солей и степени их диссоциации.

Основные окислители в почвах — атмосферный кислород, Fe^{3+} , Mn^{4+} и S^{6+} . Окислительно-восстановительный потенциал зависит от соотношения между окислителями и восстановителями — эле-

ментами, способными отдать свои электроны. На его величину влияет степень аэрации и жизнедеятельность микроорганизмов. При снижении окислительно-восстановительного потенциала менее 200 мВ, т. е. при резко восстановительных условиях, в почве формируется глеевый горизонт, что существенно сказывается на ее составе и физико-механических свойствах.

Газообразная фаза (почвенный воздух) занимает от 1 до 50% и более объема почвы. Содержание ее определяет аэрацию почв, а также ход почвообразования, тепловой режим и физико-механические свойства почв. При недостатке почвенного воздуха возникают восстановительные процессы. Для сельскохозяйственных культур минимальный предел содержания воздуха в почве — 10%.

Состав почвенного и атмосферного воздуха одинаков, но соотношение между газами существенно различно. Так, в атмосфере содержание (в %) кислорода равно 21, углекислоты — 0,03, тогда как в почвенном воздухе соответственно 0,1—20 и 0,1—15.

Процесс жизнедеятельности и гниения микроорганизмов в почвах сопровождается расходом O_2 и выделением CO_2 . Кроме азота, кислорода и углекислоты в почвенном воздухе находятся газы, не свойственные атмосфере: метан, сероводород, фосфористый водород и др. Сверху вниз (по почвенному профилю) концентрация CO_2 повышается, а O_2 понижается, что связано с затрудненностью газообмена в нижних слоях почвы. Состав почвенного воздуха изменяется также в зависимости от физико-географических условий, времени года, погоды и т. п.

Газы в почвах находятся в различном состоянии: 1) адсорбированном; 2) растворенном; 3) заземленном; 4) свободном. С увеличением дисперсности почвы количество адсорбированных газов возрастает, а с повышением влажности и температуры — снижается. Количество паров воды в почвенном воздухе больше, чем в атмосферном, так как относительная влажность почвенного воздуха обычно равна 100%.

Растворимость газов в жидкой фазе почв с повышением температуры понижается. В наибольшей степени растворим CO_2 : при температуре $0^\circ C$ растворимость CO_2 составляет 1713 мл/л, а при $30^\circ C$ — 665 мл/л. Кроме отдельных газов в почвенном растворе всегда содержится и растворенный воздух, количество которого уменьшается с увеличением температуры.

Почвенный воздух непрерывно обменивается компонентами с атмосферой вследствие диффузии, колебаний температуры и барометрического давления. Инfiltrация атмосферных вод и резкие изменения уровня грунтовых вод приводят к частичному переходу атмосферного воздуха в заземленное состояние.

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Внешние визуальные признаки почв важны для суждения о направленности почвообразования. Они позволяют также качественно оценить состав и некоторые свойства почв. К ним относят-

ся строение, окраска, структура, сложение, новообразования и включения.

Под строением понимают почвенный профиль, т. е. расчлененность почв на генетические горизонты, отличающиеся по внешним признакам, составу и свойствам. В почвенном профиле различают (сверху вниз) три основных горизонта — А, В и С, которые в свою очередь подразделяются на подгоризонты (А₁, А₂, В₁, В₂ и В₃).

Подгоризонт А₁ (аккумулятивно-элювиальный) характеризуется повышенным содержанием органических веществ, придающих ему темную окраску, и биогенной аккумуляцией минеральных соединений. При интенсивном выщелачивании ниже подгоризонта А₁ образуется подгоризонт вымывания А₂ (элювиальный).

Тонкодисперсные минеральные частицы и различные соединения, вынесенные из горизонта А, оседают в горизонте вымывания В (иллювиальном), характеризующемся в подзолистых почвах повышенными значениями содержания глинистых частиц и объемной массы скелета и часто сцементированностью. В некоторых почвах профиль малодифференцирован и иллювиальный горизонт едва различим. В болотных и заболоченных почвах выделяется серовато-сизый глеевый горизонт G. Мощность почвенных генетических горизонтов колеблется от 1 см до 1—1,5 м (редко более). По составу и физико-механическим свойствам материал их неодинаков.

Окраска определяет наименование некоторых почв (чернозем, краснозем и др.) и служит важным критерием для выделения генетических горизонтов и типа почвы. Окраску придают гумус (черный и темно-серый цвет), гидроокислы железа (красно-бурый и охристый цвет), карбонаты кальция, гипс и кремнеземистая «присыпка» (белый цвет). В зависимости от сочетания этих основных цветов окраска почв заметно изменяется. На окраску влияет увлажненность почв.

Структура. Почвы состоят обычно из структурных агрегатов. Выделяют три основных вида структурных агрегатов: кубовидные, столбовидные (или призмовидные) и плитовидные, которые в свою очередь подразделяются на более мелкие разновидности. Прочность, размер и форма структурных агрегатов зависят от содержания глинистых частиц и гумуса, состава обменных катионов, уплотняющего действия корневой системы и т. п. Характер структурных элементов влияет на физико-механические свойства почв.

Сложение (внешнее выражение пористости) может быть очень плотным (слитным), плотным, уплотненным, слаборыхлым, рыхлым (верхний горизонт черноземов), рассыпчатым (почвы с зернисто-ореховой структурой). По размеру пор различают сложение тонко-пористое (до 1 мм), пористое (1—3 мм), губчатое (3—5 мм), ноздревато-дырчатое (5—10 мм), ячеистое (> 10 мм). По трещиноватости выделяют сложение тонкотрещиноватое (ширина трещин до 3 мм), трещиноватое (3—10 мм) и щелеватое

(> 10 мм). Сложение позволяет приближенно судить о трудности разработки и о разрыхленности почв; оно изменяется при мелиорации и обработке почв.

Новообразования в почвах наблюдаются в виде конкреций разной величины и формы, примазок и потеков легкорастворимых солей, гипса, углекислой извести, соединений железа и марганца, кремнезема. Новообразования важны для выяснения генезиса почв и определения физико-химических условий их существования. Кроме того, они имеют инженерно-геологическое значение (увеличивают, например, сопротивление сдвигу). Под включениями понимают валуны и камни, обломки ископаемой фауны, случайно попавшие в почву различные предметы.

ПОЧВЕННЫЕ ЗОНЫ СССР

Рассмотрим кратко почвы основных ландшафтных зон, почвы горных областей, а также интразональные (засоленные и пойменные) почвы.

Почвы тундровой зоны формируются в условиях равнинного рельефа, суровых климатических условий (короткое лето, бесснежная зима, малое количество осадков — до 300 мм, слабое испарение, отсутствие древесной растительности). На небольшой глубине залегают многолетнемерзлые грунты. Все это способствует увлажнению почв и образованию болот. Почвообразующими породами служат ледниковые, морские и кристаллические породы. Мощность почв до 0,4 м. Анаэробные условия способствуют развитию процессов оглеения, препятствуют минерализации органических остатков.

В инженерно-геологическом отношении почвы тундр неудовлетворительны. Почвенные растворы агрессивны к бетону. Почвы практически полностью водонасыщены. На дорогах зимой происходят пучины и наледи. Болота затрудняют проходку выработок и устройство котлованов. Суглинки глеевого горизонта способны к тиксотропным превращениям.

Почвы лесной зоны подразделяются на два типа: 1) подзолистые и 2) болотные и полуболотные.

Подзолистые почвы распространены к югу от зоны тундры, где рельеф становится более расчлененным, а климат — сравнительно теплым. Здесь преобладают хвойный лес и луговая растительность. Подзолистые почвы занимают больше половины площади Русской равнины и свыше $\frac{3}{5}$ территории Сибири. Среди почвообразующих пород преобладают отложения ледникового комплекса, реже встречаются древнеаллювиальные и элювиально-делювиальные породы.

Лесная подстилка (опад листьев, хвоя, коры деревьев) задерживает поверхностный сток и способствует инфильтрации атмосферных осадков. В ней интенсивно развивается анаэробная грибковая микрофлора, продукты жизнедеятельности которой (креновая кислота и ее соли) обладают значительной растворяющей способностью.

Профиль подзолистых почв, мощность которых составляет обычно 1—1,5 м, хорошо дифференцирован. Под маломощным гумусовым подгоризонтом A_1 расположен подзолистый подгоризонт A_2 , характеризующийся белесой окраской, пылеватым кварцевым составом и бесструктурностью. Ниже залегает горизонт вымывания

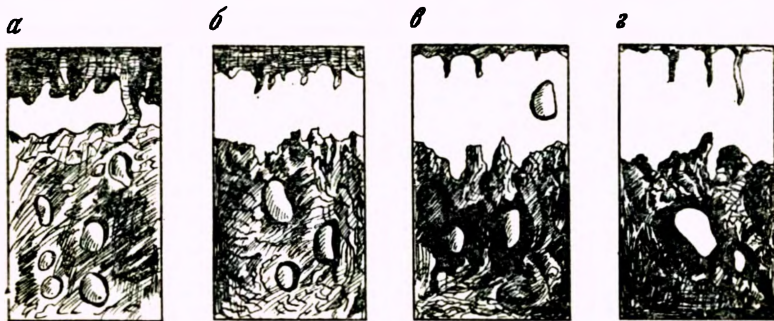


Рис. 59. Основные виды подзолистых почв:

a—d — почвы разной степени оподзоленности; *z* — подзол, у которого перегнойный горизонт отсутствует

(иллювиальный). Для него типична бурая окраска, высокая плотность сложения, обогащение глинистыми частицами и полуторными окислами. В иллювиальном горизонте происходят процессы восстановления соединений железа и марганца, вызывающие оглеенность, что проявляется в серой и голубоватой окраске почвы.

По степени оподзоленности выделяют следующие почвы: слабоподзолистые (подгоризонт A_2 выражен отдельными пятнами); среднеподзолистые (подгоризонт A_2 мощностью до 10 см); сильноподзолистые (подгоризонт A_2 мощностью более 10 см); подзолы, практически лишённые подгоризонта A_1 (рис. 59).

Гранулометрический состав почв в подгоризонте A_1 разнообразен, содержание гумуса в нем небольшое (1—3%). Среди обменных катионов находятся Ca^{2+} и Mg^{2+} , в меньшем количестве H^+ и Al^{3+} . Кислая реакция среды связана с неполной нейтрализацией основаниями органических кислот.

Инженерно-геологические свойства подзолистых почв зависят от степени оподзоленности и гранулометрического состава. Гумусовый горизонт удаляют из оснований сооружений. Подзолистый горизонт отличается легким по сравнению с другими генетическими горизонтами гранулометрическим составом и малой пластичностью. Дороги, полотном которых служат грунты этого горизонта, сильно пылят, после дождей они труднопроходимы. Грунты водопроницаемы и легко размываются в откосах котлованов и осушительных каналов. Грунты иллювиального горизонта, отличающиеся повышенной глинистостью, более значительной пластичностью и липкостью, по сравнению с грунтами других генетических горизонтов часто служат основаниями дорог и взлетно-посадочных полос аэродромов. Грунты этого горизонта нередко являются

водоупором для верховодки, что следует учитывать при гидромелиорации почв. В грунтах иллювиального горизонта закладываются фундаменты неглубокого заложения.

В инженерно-геологическом отношении более предпочтительны супесчаные подзолистые почвы, так как по гранулометрическому составу они близки к оптимальным смесям. Песчаные подзолистые почвы являются слабо связными, но после дождей связность их повышается.

Болотные или полуболотные почвы встречаются в тундре и на севере лесной зоны. Они образуются в условиях влажного климата, высокого уровня грунтовых вод, затрудненного поверхностного стока. Анаэробные условия в этих почвах обуславливают восстановительную среду и формирование глеевых горизонтов с типичными для них низковалентными соединениями железа и марганца (сидерит, вивианит и др.). Кислая реакция среды благоприятствует миграции железисто-гумусовых соединений.

Болотные почвы подразделяются на торфяно-болотные и перегнойно-болотные. Торфяно-болотные почвы (рис. 60) состоят из горизонтов торфа и глеевого горизонта, отличающегося сизовато-голубой окраской, отличающейся повышенной липкостью. При высыхании глеевые грунты дают большую усадку, отвердевают, приобретают пятнистую окристо-желтую окраску. Перегнойно-болотные почвы состоят из перегнойного горизонта, содержащего грубогумусовый материал и растительные остатки, и глеевого горизонта.

В инженерно-геологическом отношении болотные почвы неудовлетворительны. Торфы сильно сжимаемы, при незначительной мощности их удаляют из оснований сооружений. Глеевые грунты легко деформируются, способны к пльвунности, при промерзании пучинят. При строительстве дорог на этих почвах необходимо устройство хорошего дренажа и высоких насыпей. Проходка выработок, разработка котлованов и выемок затруднительны.

Полуболотные (заболоченные) почвы занимают промежуточное положение между болотными и подзолистыми. При супесчано-песчаном составе они отличаются повышенной объемной массой (в глеевых горизонтах $1770-1840 \text{ кг/м}^3$). В суглинистых их разновидностях наиболее уплотнен иллювиально-глеевый горизонт (объемная масса 1600 кг/м^3). Глинистые разновидности этих почв имеют еще меньшую объемную массу — $1340-1520 \text{ кг/м}^3$. Пористость грунтов «в безгумусовых» горизонтах полуболотных глинистых почв составляет в среднем 50%, а в более легких их разно-



Рис. 60. Торфяно-болотная почва

видностях — 40% [Романова, 1964]. Полуболотные почвы водонасыщены, образуют пучины на дорогах, отличаются пльвунными явлениями, но в целом они более благоприятны в инженерно-геологическом отношении, чем болотные почвы.

В лесостепной зоне, характеризующейся умеренным климатом и примерно равным соотношением осадков и испарения, распространены преимущественно серые лесные. Структура почв зернисто-ореховая, количество гумуса составляет 2—8%, реакция среды слабокислая или нейтральная, простые соли в подгоризонте A_1 отсутствуют. Расчлененность рельефа и пылеватый состав материнских пород способствуют эрозии почв. При отсутствии дренажа зимой на дорогах образуются пучины. Оптимальная влажность обработки почв соответствует нижнему пределу пластичности (в среднем 20—22%). Наибольшее сцепление отмечается при влажности максимальной гигроскопичности: для грунтов горизонтов А и В оно равно соответственно 0,09 и 0,22 МПа. Прочность резко понижается, если влажность почвы превышает двойную максимальную гигроскопичность 2 [Бахтин, Волоцкая, 1966].

Почвы степной зоны, отличающейся равнинным рельефом, травянистой растительностью и относительно сухим климатом, представлены разновидностями черноземов. Материнскими породами служат главным образом лёссовые породы.

В черноземах горизонт А, обогащенный гумусом (до 20%) и имеющий мощность до 1 м и более, незаметно переходит в горизонт В, в котором структура почвы прочно-комковатая и зернистая. Легкорастворимые соли в горизонте В отсутствуют, но в нижней его части находятся скопления извести. Реакция среды изменяется книзу (по профилю почв) от нейтральной до щелочной (рН 8,0—8,5). Поглощающий комплекс насыщен Ca^{2+} и Mg^{2+} ; емкость обмена — до 65 мг-экв. на 100 г почвы.

Черноземы характеризуются высокими значениями влагоемкости, липкости, набухаемости и пластичности. Показатели пластичности их таковы: верхний предел — 0,32—0,43; нижний предел — 0,14—0,26, что несколько превышает этот показатель для подзолистых и серых лесных почв [Бахтин, 1969]. Влажность начала прилипания на 2—3% выше влажности нижнего предела пластичности. После обильных дождей и в периоды распутицы проезд по грунтовым дорогам затруднен. В сухое время года грунтовые дороги пылят. Супесчаные черноземы по сравнению с суглинистыми менее липки и слабо набухают. Осенью в черноземах накапливается много влаги, и если дренаж недостаточен, то зимой на дорогах происходят пучины. В предгорьях черноземы содержат щебнистый материал, что увеличивает внутреннее трение грунта, повышает устойчивость их в откосах выемок и котлованов, оснований дорог и других сооружений.

Битумизация и цементация придает черноземам в основаниях и покрытиях дорог и аэродромов механическую прочность и водостойкость.

Почвы сухостепной и пустынно-степной зон формируются в условиях жаркого и сухого климата (количество осадков 250—350 мм). Здесь развита полынно-ковыльная растительность, рельеф равнинный, почвообразующие породы представлены преимущественно лёссовыми и глинистыми отложениями.

Признаками зональных каштановых и бурых почв являются небольшое (5—2% и менее) содержание гумуса, непрочная макроструктура, засоленность. Вскипание от HCl наблюдается с глубины 30—40 см, а иногда с поверхности земли. Реакция среды щелочная (рН 7,5—8,5), в обменном комплексе находятся Ca^{2+} и Mg^{2+} , в меньшем количестве — Na^+ . Горизонты А и В выделяются нечетко и объединяются в один каштановый горизонт. Различают почвы темно-каштановые, светло-каштановые и бурые. Почвенный покров отличается комплексностью. К склонам и плоским участкам приурочены каштановые и бурые почвы, к западинам — солонцы.

Естественная влажность почв мала, их свойства, важные в дорожном отношении, удовлетворительны. Образующаяся на дорогах после редких дождей липкая грязь быстро просыхает.

Почвы пустынной зоны, характеризующейся сухим и жарким летом и малым количеством осадков (250—350 мм), представлены сероземами. Рельеф преимущественно равнинный. Почвообразующие породы представлены лёссовыми отложениями и песками. Дерновый покров отсутствует. В почвенном профиле сероземов слабо различимы горизонт А мощностью до 10—15 см и более светлый горизонт В — до 50—60 см. Содержание гумуса — до 2%. Реакция среды щелочная (рН 8,1—8,5), в обменном комплексе преобладают Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ . Почвы содержат CaCO_3 и на некоторой глубине — гипс. Макроструктура выражена слабо, микроагрегатность значительная.

Высокая пылеватость (до 70—80%) и слабая связность сероземов приводят к образованию на грунтовых дорогах глубокой колеи, а в периоды распутицы — грязи.

Почвы субтропической зоны, характеризующейся жарким и очень влажным климатом (количество осадков 2000—4000 мм), представлены красноземами. Они встречаются в юго-западной части Грузии и в районе г. Ленкорань (Азербайджан). Отличительные черты красноземов следующие: малое содержание кремнекислоты (52—55%), повышенное количество полуторных окислов (>40%), кислая реакция среды (рН 4—5), незначительная емкость обмена, преобладание среди обменных катионов H^+ (частично Al^{3+}), постепенный переход от почв к коре выветривания.

Горные почвы. Распространение горных почв подчиняется закону вертикальной зональности. Встречаются также специфические горно-лесные и горно-луговые почвы. Особенностью горных почв является их изменчивость в связи с разнообразием материнских пород и различиями в экспозиции и крутизне склонов. Профиль горных почв выражен нечетко, мощность их мала. Состав почв грубодисперсный, часто щебнисто-суглинистый.

Инженерно-геологические свойства горных почв более благоприятны в дорожном отношении, чем те же свойства равнинных почв.

Засоленные почвы содержат более 0,3% легкорастворимых солей в верхнем слое мощностью 1 м. Засоленные почвы — солончаки, солонцы и такыры — распространены на площади, составляющей 10% территории СССР. Эти почвы интразональны, обычно они приурочены к аридной зоне.

Солончаки содержат в поверхностном слое легкорастворимые соли, по составу которых они разделяются на несколько разновидностей. Приурочены к пониженным участкам рельефа (поймам рек, западинам и т. п.). Часто встречаются вторичные солончаки, образовавшиеся вследствие неправильного ведения искусственного орошения. Солончаки разделяют на корковые, покрытые с поверхности солевой коркой; пухлые, в которых под земистой коркой находятся рыхлые соли ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$); мокрые, в которых гигроскопические соли (CaCl_2 , MgCl_2 , NaCl) адсорбируют пары воды; луговые, содержащие гумус, карбонаты и гипс.

Наиболее растворимые соли отлагаются в приповерхностном слое солончаков, труднорастворимые — вблизи уровня грунтовых вод. Вместе с тем состав и содержание солей изменяются соответственно закону широтной зональности (табл. 29). Классификации грунтов по характеру и степени засоления, принятые в дорожном деле, приведены в табл. 30, 31 [Безрук, 1953].

Таблица 29

Содержание и состав солей в солончаках различных физико-географических зон [Ковда, 1946]

Природные зоны	Наивысшая минерализация вод, г/л			Среднее количество солей в верхнем горизонте, %	Характерные соли	Вторичное засоление при современном орошении
	речных	грунтовых	соляных озер			
Пустыня	20—90	200—220	350—450	15—25	NaCl , NaNO_3 , MgCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4	Широко распространено
Полупустыня	10—30	100—150	300—350	5—8	NaCl , Na_2SO_4 , CaSO_4 , MgSO_4	Часто встречаются
Степь	3—7	50—100	100—250	2—3	Na_2SO_4 , NaCl , Na_2CO_3	Редко встречаются
Лесостепь	0,5—1	1—3	10—100	0,5—1	Na_2CO_3 , Na_2SO_4	Неизвестно

Прочность солончаков незначительна вследствие капиллярного подтока воды из грунтовых вод и адсорбции паров воды из

воздуха. Легкорастворимые соли замедляют просыхание солончаков и оказывают коагулирующее действие на глинистые частицы. Благодаря увлажненности солончаки эффективно уплотняются.

Т а б л и ц а 30

Качественный характер засоления грунтов

Засоление	$Cl^- ; SO_4^{2-}$
Хлоридное	> 2
Сульфатно-хлоридное	$2 - 1$
Хлоридно-сульфатное	$1 - 0,3$
Сульфатное	$< 0,3$
Содовое	$(CO_3^{2-} + HCO_3^-) >$ $> 1/3 (Cl^- + SO_4^{2-})$

Т а б л и ц а 31

Классификация грунтов по степени засоления

Степень засоления	Среднее суммарное содержание солей в слое грунта, предназначенном для использования в строительстве, % от массы сухого грунта	
	при хлоридном и сульфатно-хлоридном засолении	при содово-сульфатном и хлоридно-сульфатном засолении
Слабое засоление*	0,3—1	0,3—0,5
Среднее »	1—5	0,5—2
Сильное »	5—8	2—5
Избыточное »	> 8	> 5

* При содержании солей менее 0,3 % и присутствии обменного Na^+ грунт относится к слабозасоленным.

В сухом состоянии солончаки (кроме пухлых) являются связными грунтами и образуют мало пыли. При увлажнении наименее благоприятны свойства сульфатных и хлоридно-сульфатных солончаков: в сухом виде они имеют малую плотность сложения и образуют тонкую пыль, при увлажнении — сильно прилипают. Несущая способность солончаков незначительна.

Состав и количество солей определяют поведение солончаков при уплотнении и в телах земляных сооружений. Сульфаты (Na_2SO_4 , $MgSO_4$) препятствуют уплотнению, так как, кристаллизуясь с водой, увеличиваются в объеме. Хлористые соли при содержании до 2—3% способствуют уплотнению. Свободные легко-растворимые соли выщелачиваются из земляных гидротехнических сооружений, что вызывает уменьшение объемной массы скелета грунта, осадку и сдвиговые смещения.

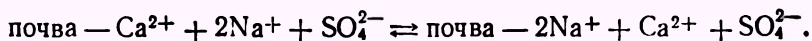
Дорожные насыпи на солончаках желательнее отсыпать из незасоленных грунтов. Следует обеспечивать определенное возвы-

шение бровки земляного полотна над уровнем грунтовых вод: для песков — 0,6—0,9 м, для супесей и суглинков — 1,7—2,3 м. Чтобы уменьшить возвышение в теле насыпи, устраивают капиллярно-прерывающую прослойку из гравелистого песка. Укрепление грунтов вяжущими допустимо лишь при определенном (до 1—5%) содержании легкорастворимых солей. Для нейтрализации вредного действия солей в грунты вводят гранулометрические и специальные химические добавки.

Солонцы — почвы, содержащие обменный Na^+ . В зависимости от количества его (в процентах от емкости обмена) различают почвы несолонцеватые (<5), слабосолонцеватые (5—10), сильносолонцеватые (10—20) и солонцеватые (>20). Солонцы приурочены к низким элементам рельефа, но залегают и на относительно гипсометрически более высоких участках, с более или менее низким уровнем грунтовых вод. Профиль солонцов подразделяется на два горизонта: верхний осолодевший А и солонцовый В. Горизонт А характеризуется мощностью до 20—30 см, рыхлым сложением, выщелоченностью, обедненностью глинистыми частицами. Гумусовый подгоризонт A_1 имеет ту же окраску, что и в зональных почвах, подгоризонт A_2 — более светлую окраску.

Окраска горизонта В черная или каштановая, структура — столбчатая, призматическая, содержание глинистых частиц выше, чем в горизонте А. Подгоризонты B_1 , B_2 и B_3 различаются по содержанию легкорастворимых солей. Гипс и карбонаты кальция встречаются с глубины 40 см, в подгоризонтах B_2 и B_3 и в материнской породе. Схематический профиль столбчатого солонца представлен на рис. 61.

К. Гедройц установил, что вхождение Na^+ в поглощающий комплекс, при котором образуются солонцы, наиболее интенсивно при соотношении $[\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})] \geq 4$. Этому процессу благоприятствует продолжительное соприкосновение с почвой концентрированных натриевых растворов. Осолонцевание возможно также при воздействии на почву слабоминерализованных сульфатно-натриевых вод:



Na^+ лишь частично вытесняет Ca^{2+} . Солонцы возникают при рассолении натриевых солончаков. Однако существуют и другие пути образования солонцов. В поровых растворах солонцов часто находится сода, обуславливающая их значительную щелочность (рН до 10—11), а присутствие обменного Na^+ вызывает пептизацию

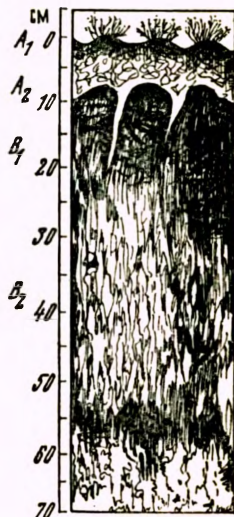


Рис. 61. Столбчатый солонец

грунта, повышение его гидрофильности, показателей липкости, пластичности, набухания.

Во влажном состоянии солонцы представляют собой грунты слабые, вязкие; при высыхании они отвердевают, трещины разбивают их на столбчатые и призматические отдельности. Инfiltrация атмосферных осадков приводит к деградации солонцов и переходу их в солоди, в обменном комплексе которых присутствует H^+ .

В строительном отношении солонцы являются грунтами неудовлетворительными. В периоды распутицы грунтовые дороги непроезжи и просыхают медленно. Как материал для отсыпки дорожных насыпей солонцы мало пригодны. При укреплении солонцов вяжущими следует добавлять песок и гравий. Весьма полезно введение растворимых кальциевых соединений ($CaCl_2$, $CaSO_4 \times 2H_2O$, $Ca(OH)_2$), вызывающих понижение (примерно в 2 раза) показателей липкости и пластичности.

Та к ы р ы — почвы, встречающиеся в полупустынной и пустынной зонах. Поверхность их покрыта твердой коркой, лишенной растительности и разбитой усадочными трещинами на полигональные участки. Образуются такыры на пониженных участках при быстром обсыхании субкавальных глинистых отложений. Капиллярный подток минерализованных грунтовых вод вызывает их слабое засоление. Пресные воды, скапливающиеся на поверхности такыров, приводят к рассолению и пептизации. Среди обменных катионов часто находится Na^+ . Во время распутицы такыры набухают, становятся липкими, что весьма затрудняет проезд транспорта.

П о й м е н н ы е п о ч в ы. На поймах накапливаются преимущественно суглинистые осадки. Профиль, количество гумуса и другие особенности пойменных почв зависят от интенсивности осадкообразования и изменяются зонально. В лесной зоне они содержат мало гумуса, заболочены и заторфованы, в нижней части оглеены. В степной зоне отмечается повышенное содержание гумуса и засоленность пойменных почв. В аридной зоне засоленность возрастает, количество гумуса небольшое. В инженерно-геологическом отношении пойменные почвы являются грунтами неудовлетворительными вследствие пестроты состава, слоистости, высокой влажности, частичной заболоченности (или засоленности).

Изучение физико-механических свойств почв различного типа и их отдельных генетических горизонтов в последнее время стало одним из основных методов почвоведения [Бахтин, 1969]. Оно представляет большой интерес для разработки рациональной агротехники, создания более совершенных конструкций почвообрабатывающих машин и строительства мелиоративных сооружений, дорог, аэродромов, гражданских зданий. Поэтому необходима постановка соответствующих целенаправленных исследований.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГУМУСА

С гумусом связано специфическое качество почв — плодородие. Об этом свидетельствует, например, тот факт, что плоскостная эрозия почв существенно уменьшает урожайность.

Гумусовые горизонты почв непригодны при использовании в качестве материала для приготовления бетона, для отсыпки тел земляных сооружений, а также в качестве оснований зданий и различных сооружений. Гумусированный материал отличается повышенными значениями пластичности, влагоемкости, набухания, липкости, сжимаемости, слабой водопроницаемостью. Гумусовые вещества тормозят процессы гидролиза и гидратации цемента, понижают прочность бетона и цемента-грунта. Поэтому содержание гумуса регламентируется соответствующими нормами.

Коллоидальная природа гумуса проявляется в гидрофильности, способности к пептизации в грунтовых водах, в адсорбции молекул и ионов из растворов, образовании коагелов с полутонкими окислами, в красящей и клеящей способности. Добавка гумусированного материала почв придает пескам некоторую водостойкость, связность, снижает их водопроницаемость.

Органическая часть почв разнообразна по составу, степени разложения и физическим свойствам. Химический состав и свойства гумуса в различных физико-географических зонах неодинаковы [Тюрин, 1949]. В подзолистых, болотных и заболоченных почвах гумус не насыщен основаниями, имеет кислую реакцию, высокодисперсен, подвижен, легко выщелачивается, способствуя миграции минеральных частиц. В иллювиальном горизонте гумус соединяется с гидратами полутонких окислов и дает отвердевающие гели, слабо растворимые в воде. Перегнойные горизонты этих почв легко разрушаются при размыве и плоскостном смыве.

Гумус в почвах лесостепи и более аридных зон насыщен основаниями. Гуматы кальция и магния прочны и водостойки, поэтому в черноземах хорошо выражена комковатая и зернистая структура. Черноземы хорошо водопроницаемы и характеризуются заметным сопротивлением размыву и благоприятными физическими свойствами. Вследствие оструктурирующего действия гумуса сопротивление сдвигу в мощных черноземах имеет максимальную величину в пахотном горизонте, значительно меньшую в грунтах более низко расположенных генетических горизонтов. Гумусовые вещества придают сухим почвам вязкость, которая, однако, утрачивается при увлажнении.

Состав и свойства гумуса необходимо учитывать при укреплении грунтов вяжущими (портландцемент и др.). Кислый гумус тормозит процессы гидролиза и твердения цемента. Меньшее отрицательное действие оказывает гумус черноземов, однако и он понижает прочность цемента-грунта. Цемент-грунт из материала гумусового горизонта чернозема имеет прочность в 2—3 раза ниже, чем из материала горизонта B_2 того же чернозема. Гумусированные горизонты черноземов укрепляют цементами, в кислых почвах укрепление возможно только после предварительного введения добавок солей, вызывающих вхождение Ca^{2+} в обменный комплекс.

При строительной оценке почв принимают во внимание лишь суммарное содержание гумуса. Между тем необходимо учитывать

приуроченность гумуса к почвам различных физико-географических зон. Следует прежде всего различать гумус кислый в почвах зоны избыточного увлажнения и гумус, насыщенный основаниями, в почвах зоны недостаточного увлажнения. В последнем случае грунты гумусовых горизонтов применяют в качестве строительных материалов. На Украине (Донбасс и др.) накоплен положительный опыт использования этих грунтов для отсыпки мало- и средне-напорных плотин и дамб высотой до 15—20 м.

Плотность гумусовых грунтов 2580—2630 кг/м³. Гумус оказывает коагулирующее действие на глинистые частицы. По мере увеличения содержания гумуса выход их при анализе уменьшается, а количество пленочной воды возрастает. Так, при содержании гумуса 2,2% количество частиц менее 0,002 мм равно 35,3%, максимальная молекулярная влагоемкость — 16%; при содержании гумуса 7,6% эти показатели соответственно равны 24,2 и 21,0% [Черкасов, 1953].

Присутствие гумуса затрудняет уплотняемость грунтов. Оптимальная влажность уплотнения суглинков перегнойных горизонтов черноземов составляет 14—20%. При нарушении структуры и уплотнении до объемной массы 1600—1800 кг/м³ гумусированные грунты становятся практически водонепроницаемыми.

По мере увеличения содержания гумуса показатели сдвига возрастают, что связано с оструктуриванием почв, т. е. огрубением их гранулометрического состава. При действии сдвигающих усилий на структурную почву происходит опрокидывание агрегатов, вращение их без опрокидывания, относительное смещение агрегатов, срез агрегатов. Все эти деформации происходят одновременно, однако соотношение между ними изменяется в зависимости от прочности макро- и микроагрегатов, объемной массы скелета [Нерпин, Потапов, 1965].

ГЛАВА X

ТЕХНОГЕННЫЕ ГРУНТЫ

Человек появился на Земле примерно 1 млн. лет назад. Однако наиболее заметное влияние людей на природную среду началось только в XX в., особенно во второй его половине. Вмешательство человека в природу часто вызывает отрицательные последствия (заражение атмосферы, океанических и речных вод радиацией и ядовитыми веществами, неумеренное истребление леса, вторичное засоление почв и др.).

Численность населения непрерывно растет и по приблизительным подсчетам к концу века составит 6—7 млрд. человек. Особенно быстро растет население городов. Только в СССР ежегодно появляется 23 новых города и 465 городских поселков, реконструируются и расширяются старые города. По масштабам градостроительства СССР занимает первое место в мире. Из-за недостатка земли в городах для строительства используется подземное пространство на глубину до 40—100 м. При таком строительстве следует учитывать обводненность грунтов, сильное гидростатическое давление, напряженное состояние грунтов. Необходимость геологического обеспечения различных видов строительства вызвала появление инженерной геологии городов — раздела инженерной геологии, который в будущем получит значительное развитие.

Климат, состав атмосферы, грунтовые воды, почвы, грунты и другие элементы ландшафта существенно изменяются в городах и вблизи них. Степень антропогенизации ландшафта контролируется зонально-климатическими и регионально-геологическими факторами, а также в большой степени зависит от возраста и крупности городов, развития в них промышленности.

В городах с течением времени происходит накопление техногенных [Ферсман, 1934] отложений, которые также называют антропогенными, по Ф. В. Котлову, культурными, насыпными, искусственными и т. п. Это обычно песчано-глинистые отложения с многочисленными включениями боя кирпича и посуды, остатков фундаментов, древесины, а также скопления промышленных отходов и хозяйственно-бытовых отходов. Различают современный и древний культурные слои. Современный культурный слой рыхлый, неслежавшийся, содержит значительное количество включений и разнообразных органических веществ. Древний культурный слой в отличие от современного слежался, имеет более низкую пористость, малое содержание органических веществ и в инженерно-геологическом отношении более предпочтителен.

Техногенные отложения образуются не только в городах, но и в районах горнодобывающей промышленности за счет горных пород, изъятых из карьеров и шахт.

Деятельность человека в последнее время стала соизмерима с деятельностью других геологических агентов. Поэтому имеет достаточные основания введение понятия «техногенный (антропогенный) литогенез». В связи с урбанизацией и научно-технической революцией роль техногенного литогенеза становится все более значительной. К настоящему времени на поверхности земли залегают многие миллиарды тонн промышленных, хозяйственных и бытовых отходов. Одного лишь шлака за последние 10 лет накопилось 20 млрд. т [Котлов, 1976].

Техногенные отложения (грунты) невыдержаны по составу и имеют различную площадь распространения. Среди них выделяют грунты, распространенные на значительной площади (культурный слой древних городов, намывные пески), линейно-вытянутые (дамбы, насыпи дорог, траншеи), очаговые (засыпанные карьеры и болота, стройплощадки), точечные (мелкие свалки, засыпанные колодцы и др.).

Мощность техногенных грунтов различна. Так, в засыпанных шахтах она составляет десятки метров, а в некоторых случаях — сотни метров. Мощности отвалов грунта из шахт и карьеров равна 10—30 м, иногда достигает 150 м; культурный слой в городах — до 5—10 м, а на участках засыпанных долин рек, ручьев, оврагов — до 30—45 м.

Техногенные отложения изучены значительно хуже, чем другие литолого-генетические типы четвертичных отложений. Это объясняется тем, что систематическое изучение их стало проводиться только сравнительно недавно. Кроме того, техногенные отложения трудны для изучения ввиду разнообразия их по генезису, возрасту, составу, физическим и деформационно-прочностным свойствам.

Значительный вклад в инженерную геологию городов, изучение и систематику техногенных грунтов сделан Ф. В. Котловым, который, в частности, впервые [Котлов, 1963] предложил классификацию техногенных отложений, основанную на генетических признаках. В инженерно-геологической классификации техногенных отложений, разработанной Ф. В. Котловым [1976], они разделяются преимущественно по генетическим признакам на группы, комплексы, классы и виды. В классификации выделены: три группы отложений — субэральные, субаквальные и субтерральные; семь комплексов — насыпные, намывные, отложения искусственных водоемов, искусственные подводные грунты, измененные водные осадки естественных водоемов, породы, искусственно преобразованные в естественном залегании, привнесенные в породы материалы, конструкции и стихийное накопление подземного культурного слоя; 21 класс техногенных отложений (выделены по более конкретным показателям); виды техногенных отложений (среди некоторых классов). Эту классификацию дополняют шкалы интегральных

баллов однородности и прочности, позволяющие ориентировочно оценивать качество техногенных отложений.

Среди техногенных отложений наиболее распространены насыпи строительного типа. Отсыпку грунта производят при возведении дорог (автомобильных и железных), гидротехнических сооружений, строительстве на болотах и илах, при планировочных работах. Отсыпаются как местные, так и привозные грунты. В насыпях грунты имеют сложение, структуру, водный и газовый режим иные, чем в условиях естественного залегания. Другой тип техногенных насыпей представляют отвалы грунта из карьеров и различных подземных выработок (шахты, метро и пр.), а также промышленные отходы, например шлаки. Неблагоприятны в инженерно-геологическом отношении насыпи из хозяйственно-бытового мусора, приуроченные к районам свалок на окраинах городов.

К техногенным отложениям строительного типа относятся грунты намывных дамб и плотин, а также пески, намывные гидротехническим способом на поймы рек и болота. В Ленинграде, например, на массивах песков, намывных с Финского залива на побережье, представляющее собой заболоченную низменность, воздвигнут крупный стадион и ведется большое жилищное строительство. К намывному типу относятся также насыпи, образующиеся при сбросе в овраги вскрышных пород, разрабатываемых в карьерах способом гидромеханизации.

Насыпные грунты характеризуются значительной сжимаемостью. Под собственным весом относительное сжатие песков составляет 2,5—3%, глин — 10—12%, хозяйственно-бытовых отходов — до 28—30%. Уплотнение песков заканчивается за 2 сут, глин — за 5—7 лет, хозяйственно-бытовых отходов — за 10—30 лет и более. Модуль деформации грунтов насыпей следует определять способом полевых испытаний штампом (площадь штампа равна 0,5 м² или более 0,5 м², при крупных включениях — 2—4 м²). Величина модуля деформации колеблется обычно от 2 до 15 МПа в зависимости от состава, сложения, однородности и степени уплотнения грунтов насыпей, входящих в активную зону.

В строительных целях выделяют [Абелев и Крутов, 1962] следующие типы насыпей: 1) планомерно возведенные (намывом или сухим способом); 2) отвалы грунтов (шахт, карьеров и др.) и отходов производства (шлак, золы и др.); 3) свалки производственного и хозяйственно-бытового мусора. Благоприятными (в строительном отношении) являются насыпи первого типа, неудовлетворительными — насыпи третьего типа, так как они отличаются неоднородностью состава, малой плотностью сложения и значительным (до 60%) содержанием органических веществ, которые распределены в толще насыпи более или менее равномерно либо залегают линзообразно.

Неравномерные деформации осадки зданий и сооружений связаны с изменчивостью мощности, состава и физико-механических свойств техногенных грунтов на небольшом протяжении. На де-

формации существенно сказывается наличие незатампонированных воздушных полостей и гнезд органических веществ.

Насыпные и иные техногенные грунты (основания сооружений) часто улучшают путем применения песчаных подушек, удаления скоплений органических веществ и замены их на минеральные грунты, тампонирования пустот, уплотнения грунтов трамбовками и вибрационными машинами, глубинного водоотлива из пород, расположенных ниже уровня грунтовых вод. Для уменьшения величины и неравномерности осадки применяют прочные конструкции фундаментов, увеличивают их площадь и глубину заложения, придают конструкциям зданий и сооружений дополнительную жесткость.

В результате инженерно-геологических исследований должно быть выяснено геологическое строение участка застройки, гидрогеологические условия, мощность, сложение, состав и физико-механические свойства техногенных грунтов и изменчивость их с глубиной и по простиранию. Ввиду неоднородности техногенных отложений разведочные выработки следует задавать по более густой сетке с тем, чтобы выявить пустоты и включения органических веществ; наиболее предпочтительны шурфы и траншеи.

Следует иметь в виду, что в результате деятельности человека (например, уплотнение грунтов, ударно-вибрационные воздействия и т. п.) изменяются свойства и нетехногенных пород [Котлов, Брашнина, Сипягина, 1967].

Улучшенные грунты также относятся к техногенным отложениям. Состав и свойства этих грунтов искусственно изменены в соответствии с запросами того или иного вида строительства. При улучшении грунтов изменяется их состав, придается достаточная прочность и водостойкость в условиях переменного увлажнения, уменьшаются их деформационные характеристики, понижается водопроницаемость и т. п.

Существует много способов улучшения (мелиорации) грунтов, которые можно разделить на четыре группы.

1. Улучшение грунтов гранулометрическими добавками (методы глинизации и пескования), составление из грунтов смесей оптимального состава, которые удовлетворяют принципу наименьшей пористости (наибольшей плотности). К этой группе методов относятся также торфование и гумусирование песчаных грунтов.

2. Уплотнение грунтов катками, трамбовками, вибрационными машинами, гидровиброуплотнением. При уплотнении в значительной мере нарушается структура и текстура грунтов, повышается объемная масса скелета и прочность грунтов, уменьшаются показатели их деформационных свойств и водопроницаемости. Уменьшение объема свободных полостей и мелких пор достигается также при кольматации песчаных пород и при тампонировании выветрелых и грубообломочных пород глинистыми и глинисто-силикатными растворами.

3. Методы химической модификации состоят в обработке связанных грунтов хлористыми солями и гидрофобными поверхностно-

активными и кремний-органическими соединениями. Добавки солей вызывают диспергацию или агрегацию грунта, но не оказывают на него цементирующего действия. Гидрофобизирующие реагенты обволакивают частицы и агрегаты пленками, что повышает прочность грунтов в условиях высокой влажности.

4. Упрочнение грунтов известкованием, цементацией, силикатизацией, битумизацией (дегтеванием), закреплением синтетическими полимерами. Этими методами более или менее радикально изменяются свойства грунтов и создаются новые водоустойчивые и механически прочные связи. Эффект упрочнения зависит от свойств вяжущего, но в еще большей мере от гранулометрического и минерального состава и коллоидно-химических свойств грунта.

5. Упрочнение грунтов, основанное на приложении к ним различных физических полей (электрохимическое закрепление, замораживание, прогрев и обжиг).

- Абелев М. Ю.* Слабые водонасыщенные глинистые грунты как основания сооружений. М., Стройиздат, 1973. 288 с.
- Абелев Ю. М., Крутов В. И.* Возведение зданий и сооружений на насыпных грунтах. М., Госстройиздат, 1962. 148 с.
- Авакян Л. А.* Вопросы методики исследований физико-механических свойств крупнообломочных грунтов.— В кн.: Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их исследования. Т. 2. М., 1957, с. 245—249.
- Амарян Л. С.* Прочность и деформируемость торфяных грунтов. М., Недра, 1969. 190 с.
- Ананьев В. П.* О связи гранулометрического состава с минералогическим в лёссовых породах.— В кн.: Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. Т. 1. М., 1956, с. 87—91.
- Ананьев В. П.* Минералогический состав и свойства лёссовых пород. Ростов-на-Дону, 1964. 144 с.
- Андрухин Ф. Л.* Свойства лёссовых грунтов Приташкентского района и методы их изучения. (Труды Среднеазиатского геологического треста. Вып. 2). 1937. 132 с.
- Аптекарь Л. Д., Бушканец С. С.* Возведение земляной плотины Каховского гидроузла на основании из лиманно-морского ила.— В кн.: Слабые грунты. Таллин, 1965, с. 312—317.
- Армашевский П. Я.* О происхождении лёсса.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1896, т. 15, с. 222—251.
- Афанасьева Е. А.* Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи.— Труды Почвенного ин-та АН СССР, 1947, т. 25, с. 131—227.
- Барановская З. Н.* Инженерно-геологическая характеристика евфратских доломитов.— Труды Гидропроекта, 1966, сб. 14, с. 62—85.
- Батыгин В. И.* Предварительная краткая сводка геотехнических характеристик грунтов.— В кн.: Сборник Гидроэнергопроекта. № 3, Л.—М., ГОНТИ, 1928, с. 18—25.
- Бахтин П. У.* Исследования физико-механических и технологических свойств основных типов почв СССР. М., Колос, 1969. 271 с.
- Бахтин П. У., Волоцкая В. И.* Физико-механические свойства серых лесных почв совхоза «Пахомово» Тульской обл.— Почвоведение, 1966, № 12, с. 77—88.
- Бевзюк В. М.* Методы исследования прочностных свойств слабых глинистых грунтов как естественных оснований железнодорожных насыпей (на примере отложений Кольского полуострова, Карелии и района г. Архангельска). [Автореф. канд. дис.]. Л., Ленинградский горный ин-т, 1969. 23 с.
- Безрик В. М.* Строительство дорог на засоленных грунтах и подвижных песках. М., Автогосиздат, 1953. 204 с.
- Беликов Б. П.* Упругие и прочностные свойства горных пород.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 43, с. 47—110.
- Белявский Г. А.* Физико-механические свойства донных осадков северной части Индийского океана. Киев, Наукова думка, 1977. 118 с.
- Берг Л. С.* Лёсс как продукт выветривания и почвообразования.— В кн.: Климат и жизнь. М., 1947, с. 156—307.
- Березанцев В. Г.* Предельное равновесие связной среды под сферическими и коническими штампами.— Изв. АН СССР. Отд-ние техн. наук, 1955, № 7, с. 70—74.
- Богданов Е. Н.* Исследование инвариантности удельного сопротивления пенетрации связных грунтов. В кн.: Грунтоведение и инженерная геология. Вып. 1. Л., 1976, с. 94—105.

Богданов Е. Н. Связь результатов пенетрационных испытаний различными конусами с прочностными характеристиками глинистых грунтов.— В кн.: Грунтоведение и инженерная геология. Вып. 1. Л., 1976, с. 105—113.

Бойченко П. О. Определение пределов пластичности и консистенции глинистых грунтов методом конуса. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 48 с.

Будин А. Я. Эксплуатация и долговечность портовых гидротехнических сооружений. М., Транспорт, 1977. 319 с.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. (Труды ГИН), 1954, вып. 156. 307 с.

Бушканец С. С. К вопросу определения сопротивления сдвигу гравийных грунтов.— Изв. Всесоюз. НИИ Гидротехники, 1960, т. 65, с. 221—225.

Веклич М. Ф. Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра. Киев, Изд-во АН УССР, 1958. 200 с.

Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, Наукова думка, 1968. 238 с.

Винокуров Ф. П., Тетеркин А. Е., Питерман М. Д. Строительные свойства торфяных грунтов. Минск, Изд-во АН БССР, 1962. 284 с.

Вихарев В. П. Уплотнение лёссовых грунтов укаткой.— Вопросы геотехники. М., 1953, сб. 1, с. 183—227.

Вихарев В. П. Сопротивление сдвигу щебнисто-глинистых грунтов.— Вопросы геотехники, 1962, вып. 5, с. 56—73.

Вихляев И. И. Торф в гидротехническом строительстве. М.—Л., Энергия, 1965. 195 с.

Возбуцкая А. Е. Химия почвы. М., Высшая школа, 1964. 398 с.

Геология и инженерная геология Верхнего Амура / Под ред. Г. П. Леонова и Е. М. Сергеева. М., Изд-во МГУ, 1962. 318 с.

Геохимическая обстановка в южных районах Украинской ССР и прогноз ее возможных изменений в результате орошения / Е. С. Бурксер, П. К. Заморий, А. П. Ромоданова и др. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 137 с.

Герасимов И. П. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв.— Почвоведение, 1945, № 3—4, с. 152—160.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюды и хлоритов.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М., 1953, с. 139—160.

Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. Изд. 3-е. М., Госстройиздат, 1973. 375 с.

Гольдштейн М. Н. Просадочность лёссовых грунтов.— Вопросы геотехники, 1956, № 2, с. 31—50.

Горькова И. М. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 131 с.

Грим Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 454 с.

Гринь Г. С. О засоленности лёссовых почвогрунтов Украинской ССР.— Труды Украин. НИИ почвоведения, 1959, т. 4, с. 155—179.

Грунтоведение / Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Знангиров и др. М., Изд-во МГУ, 1971. 595 с.

Гуменский Б. М., Новожилов Г. Ф. Тиксотропия грунтов и ее учет при проектировании и строительстве автомобильных дорог и мостов. М., Автотрансиздат, 1961. 108 с.

Дашко Р. Э., Каган А. А. Механика грунтов в инженерно-геологической практике. М., Недра, 1977. 237 с.

Денисов Н. Я. О природе просадочных явлений в лёссовидных суглинках. М., Советская наука, 1946. 175 с.

Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. Изд. 2-е. М., Стройиздат, 1953. 154 с.

Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых грунтов и их использование в гидротехническом строительстве. М., Госэнергоиздат, 1956. 288 с.

Добродеев О. П. История почвообразования и палеогеографии почв Русской равнины в плейстоцене. [Автореф. докт. дис.]. М., МГУ, 1974. 53 с.

Дудлер И. В., Потапов А. Д. Некоторые особенности морфологии песков различного генезиса и методика их изучения.— Труды МИСИ, 1974, № 111, с. 109—123.

Дудлер И. В. Принципы изучения песков с позиции генетического грунтоведения и основные категории их состояния и свойств.—Труды МИСИ, 1974, № 111, с. 96—109.

Дуранте В. А., Воронкевич С. Д. Исследование структурной прочности песков.—Вестн. МГУ, 1955, № 2, с. 131—137.

Евстафьев Л. С. Водопроницаемость торфа естественной влажности.—Труды Института торфа, 1939, вып. 18, с. 26—57.

Егоров С. Н. Нормативные и расчетные показатели сопротивления сдвигу некоторых типов грунтов Волгоградского региона.—Изв. вузов, геология и разведка, 1964, № 1, с. 95—98.

Егоров С. Н., Панова К. М. Физико-механические свойства старичных грунтов района Волжской ГЭС.—В кн.: Слабые грунты. Таллин, 1965, с. 87—91.

Журек Я. Компрессионные свойства щебнистых грунтов и проблема деформируемости каменной наброски при больших нагрузках.—Труды лаборатории гидротехнических сооружений НИИ водоснабжения, канализации и гидротехники, 1963, сб. 4, с. 41—55.

Зайдельман Ф. Р. О водопроницаемости галечниковых грунтов в связи с устройством оросительных каналов.—Гидротехника и мелиорация, 1956, № 4, с. 35—40.

Залесский Б. В., Беликов Б. П. Физико-механические исследования и опыт определения долговечности главных типов облицовочных камней из месторождений СССР.—Труды ГИН, 1948, вып. 89, с. 78—126.

Залесский Б. В., Беликов Б. П. Петрографо-механическая характеристика гранитов СССР.—В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М., 1953, с. 456—476.

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Принципы оценки качества камня для щебня гидротехнических бетонов.—В кн.: Технология гидротехнического бетона. М., 1954, с. 78—126.

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Методы изучения физико-механических свойств горных пород.—В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 38—50.

Зеленский Б. Д. О влиянии трещиноватости на деформируемость скальных массивов.—В кн.: Расширенные тезисы докладов и сообщений научно-технической конференции изыскателей. М., 1969, с. 15—23.

Землячченский П. А. Глины СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. 359 с.

Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во МГУ, 1969. 176 с.

Злус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., Наука, 1966. 279 с.

Иванов П. Л. Разжижение песчаных грунтов. Л., Госстройиздат, 1962. 259 с.

Иванов П. Л. Об определении степени плотности песчаных грунтов.—В кн.: Вопросы методики лабораторных исследований физико-механических свойств грунтов. Л., 1965, с. 67—72.

Иванов П. Л., Шульц Л. В. Влияние формы частиц на свойства песков намывных сооружений.—Гидротехническое строительство, 1972, № 11, с. 47—49.

Иванов П. Л., Итина Л. И., Поспелов В. А. Влияние динамических нагрузок на прочность песчаных грунтов.—В кн.: Динамика оснований, фундаментов и подземных сооружений. Ч. 2. Ташкент, 1977, с. 200—203.

Ильинская Г. Г., Райтбурд Ц. М. Структурно-текстурные особенности связанных грунтов.—В кн.: Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1. М., 1968, с. 235—267.

Кац Р. О. Распределение воднорастворимых солей в лёссах юга Украины в зависимости от рельефа.—Почвоведение, 1935, № 4, с. 604—615.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М., Изд-во АН СССР. Т. 1.—1946. 568 с.; т. 2—1947. 375 с.

Ковда В. А. Геохимия пустыни. М., Изд-во АН СССР, 1954. 152 с.

Коломенский Н. В. Методические указания по изучению процессов вывет-

ривания горных пород для инженерно-геологических целей. М., Госгеолтехиздат, 1952. 68 с.

Кононова М. М. Гумус главнейших типов почв СССР, его природа и пути образования.— Почвоведение, 1956, № 3, с. 18—30.

Кононова М. М. Органическое вещество почв, его природа, свойства и методы изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.

Котлов Ф. В. Классификация антропогенных отложений.— В кн.: Инженерно-геологические процессы и явления и их значение для строительства. М., Стройиздат, 1963, с. 9—14.

Котлов Ф. В., Брашнина И. А., Силагина М. К. Город и геологические процессы. М., Наука, 1967. 226 с.

Котлов Ф. В. Инженерно-геологическая классификация антропогенных отложений.— В кн.: Климат — город — человек. Сб. № 1. М., 1976, с. 25—41.

Краев В. Ф. Присадочные свойства лёссовых пород прибрежной части Нижнего Приднепровья. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 147 с.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., Наука, 1965. 296 с.

Кригер Н. И. Принцип Денисова и его значение для понимания проблемы лёсса.— В кн.: Тезисы докладов республиканского совещания по инженерной геологии. Кишинев, 1969.

Кригер Н. И. О миграции влаги в лёссовых грунтах.— Реферативный сборник. ПНИИИС, 1973, вып. 2 (20), с. 4—7.

Кригер Н. И. Роль режима влажности в формировании пористости и проницаемости лёсса.— Реферативный сборник. ПНИИИС, 1975, вып. 5 (39), с. 3—9.

Кригер Н. И., Емельянова Е. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению пористости лёссов.— В кн.: Материалы по инженерной геологии. Вып. 3. М., 1953, с. 65—95.

Ларионов А. К. Лёссовые породы надпойменных террас Нижнего Дона как материал для насыпных гидротехнических сооружений.— Труды Ростовского инженерно-строительного института, 1952, вып. 3, с. 15—24.

Ларионов А. В. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М., Недра, 1966. 328 с.

Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лёссовые породы СССР и их строительные свойства. М., Госгеолтехиздат, 1959. 367 с.

Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е. М., Изд-во АН СССР, 1936. 314 с.

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., Недра, 1970. 527 с.

Лубочков Е. А. Графический и аналитический способы определения суффозионных свойств несвязных грунтов.— Изв. Всесоюз. НИИ гидротехники им. Веденеева, 1965, т. 78, с. 242—255.

Лукашев К. И. Грунты СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1939. 364 с.

Лыков А. В. Теория сушки. М., Госэнергоиздат, 1950. 416 с.

Лысенко М. П. К вопросу о зональности лёссовых пород европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, вып. 4, с. 926—929.

Лысенко М. П. Лёссовые породы европейской части СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 192 с.

Лысенко М. П., Горянский А. Г. Уплотняемость лёссовых пород.— Гидротехническое строительство, 1950, № 6, с. 20—21.

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958. 609 с.

Макеев Э. А. Инженерно-геологическая характеристика майкопских глин. М., Изд-во АН СССР, 1963. 267 с.

Маслов Н. Н. Длительная устойчивость и деформация смещения подпорных сооружений. М., Энергия, 1968а. 160 с.

Маслов Н. Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. Изд. 2-е. М., Высшая школа, 1968б. 629 с.

Маслов Н. Н., Леоничев А. В. Мел как основание гидротехнических сооружений.— Гидротехническое строительство, 1973, № 5, с. 25—29.

Маслов Н. Н. Механика грунтов в практике строительства. М., Стройиздат, 1977. 320 с.

Мелентьев В. А. Песчаные и гравелистые грунты намывных плотин. М.—Л., Госэнергоиздат, 1960. 163 с.

Мельников П. Ф. К вопросу о составе и свойствах аргиллитов.—Учен. зап. МГУ, 1951, вып. 149, с. 37—47.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин / Под ред. М. Ф. Викуловой. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.

Мичурин Б. Н. Энергетика почвенной влаги. Л., Гидрометеоздат, 1975. 140 с.

Морарескул Н. Н. Методы устройства оснований и фундаментов на торфяных грунтах. Л., Изд-во о-ва «Знание», 1973. 40 с.

Морозов С. С. Почвы и условия почвообразования в Калининской области. (Учен. зап. МГУ. Вып. 29). 1939. 332 с.

Морозов С. С. Дисперсность карбонатов и их распределение по отдельным гранулометрическим фракциям в главнейших грунтах СССР.—Учен. зап. МГУ, 1949а, вып. 133, с. 65—88.

Морозов С. С. Химико-минералогический состав, физические и физико-механические свойства отдельных гранулометрических фракций лёссов Приднепровья и генетически близких им пород.—Учен. зап. МГУ, 1949б, вып. 133, с. 12—38.

Морозов С. С. Тяжелые лёссовидные суглинки четвертичного возраста юго-западного района европейской части СССР.—Вестн. МГУ, 1950, № 5, с. 99—116.

Морозов С. С. Изменение гранулометрического состава и физических свойств осадочных пород в результате засоления их натриевыми солями и последующего выщелачивания.—В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 213—221.

Морозов С. С. К вопросу облессования дисперсных пород четвертичного возраста под влиянием степного типа почвообразования.—В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. М., 1961, с. 180—191.

Морозов С. С. Изменение в составе и свойствах лёссовых пород в зависимости от нахождения их в различных природных условиях.—Вестн. МГУ. Геология, 1962, № 4, с. 13—24.

Морозов С. С. Материалы по регионально-генетическому грунтоведению. М., Изд-во МГУ. 1965. 154 с.

Мосьяков Е. Ф. Структура илов и их деформационные свойства.—В кн.: Строительство на слабых водонасыщенных грунтах. Одесса, 1975, с. 31—32.

Нейштадт Л. И., Пирогов И. А. Методы инженерно-геологического изучения трещиноватости горных пород. М., Энергия, 1969. 248 с.

Нерпин С. В., Потапов Б. И. Особенности реологических свойств структурных почв.—Труды Агрофизического института ВАСХНИЛ, 1965, вып. 11, с. 17—20.

Никонов М. Н. Характеристика торфяных залежей по значению их рН.—Почвоведение, 1957, № 8, с. 39—45.

Новые физические методы исследования торфа / Под ред. М. П. Воларовича и Н. В. Чураева. М.—Л., Госэнергоиздат, 1960. 228 с.

Образование осадков в современных водоемах / Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Л. М. Князева и др. М., Изд-во АН СССР, 1954. 792 с.

Обричев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.—Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1948, № 12, с. 5—17.

Овсянников Н. В. О зависимости механических свойств андезито-базальтов от их геолого-петрографических особенностей.—Труды Дальневосточного политехнического института, 1959, т. 54, вып. 1, с. 98—109.

Ордуянц К. С. Устройство железнодорожных насыпей на болотах. М., Трансжелдориздат, 1946. 247 с.

Охотин В. В. Физические и механические свойства грунтов в зависимости от их минерального состава и степени дисперсности. Л., Изд-во Гушосдор, 1937. 120 с.

- Охотин В. В.* Грунтоведение / Изд. Военно-транспортной академии. Л., 1940. 197 с.
- Павлов А. П.* О туркестанском и европейском лёссе.— В кн.: Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М., 1951, с. 65—69.
- Пичугин А. В.* Торфяные месторождения. М., Высшая школа, 1967. 275 с.
- Покровская Н. М.* К вопросу о физико-механических свойствах полускальных пород района Сталинградского гидроузла.— Труды Гидропроекта, 1960, сб. 3, с. 101—120.
- Полинов Б. Б.* Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934. 287 с.
- Попов И. В.* Основы инженерно-геологического грунтоведения, М., Госгеол-издат, 1941. 221 с.
- Попов И. В.* Микроскопическое исследование структур глинистых пород.— В кн.: Проблемы советского почвоведения. М., 1949, с. 174—210.
- Попов И. В.* Инженерная геология СССР. М., Изд-во МГУ. Ч. 1.— 1961. 178 с.; ч. 2 — 1965. 477 с.
- Приклонский В. А.* Грунтоведение. Ч. 2. М., Госгеол-издат, 1952. 371 с.
- Приклонский В. А.* Грунтоведение. Ч. 1. Изд. 3-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 430 с.
- Протодьяконов М. М., Вобликов В. С.* Определение крепости горных пород на образцах неправильной формы.— Уголь, 1957, № 4, с. 13—17.
- Прочухан Д. П.* Трещины разгрузки в скальных основаниях высоких плотин.— Советская геология, 1964, № 7, с. 76—83.
- Пузыревская Т. Н.* К вопросу об инженерно-геологической оценке мелов, как оснований гидротехнических сооружений.— Изв. Всесоюз. НИИ гидротехники, 1952, т. 47, с. 57—71.
- Радина В. В.* Об относительной плотности песков.— Труды Гидропроекта, 1960, сб. 3, с. 163—170.
- Разоренов В. Ф.* Пенетрационные испытания грунтов. М., Стройиздат, 1968. 182 с.
- Райтбурд Ц. М., Муравьев В. И.* Методика изучения микроструктуры глинистых пород.— В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 80—93.
- Райтбурд Ц. М., Слонимская М. В.* Характер гидратации обменных катионов в глинистых минералах.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 1, с. 151—154.
- Рельтов Б. Ф.* Усадочные явления в связанных водонасыщенных грунтах.— Изв. Всесоюз. НИИ гидротехники, 1947, т. 33, с. 5—24.
- Ремизников В. К.* Опыт исследования характеристик прочности грунтов оснований крупной ГЭС.— Изв. Всесоюз. НИИ гидротехники, 1956, т. 56, с. 18—35.
- Роде А. А.* Несколько слов о лёссообразовании.— Почвоведение, 1942, № 9—10, с. 16—24.
- Роде А. А.* Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952. 455 с.
- Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге. Л., Гидрометеоздат, 1965. 664 с.
- Родионов Н. В.* Изучение доломитовой муки.— Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР, 1949, т. VI, с. 148—171.
- Родзянко Г. Н.* Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. 1947, сб. 22, с. 77—132.
- Рождественский Е. Д.* Физико-технические свойства лёссовых грунтов Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960. 270 с.
- Роза С. А.* Свойства ила, слагающего основание земляной плотины.— Гидротехническое строительство, 1954, № 3, с. 34—38.
- Романова Т. А.* К характеристике физических свойств заболоченных почв БССР.— В кн.: Основы плодородия почв. Минск, 1964, с. 102—115.
- Рубинштейн А. Я.* Инженерно-геологические особенности сапропелевых отложений. М., Наука, 1971. 128 с.
- Руппенейт К. В.* Механические свойства горных пород. М., Углетехиздат, 1956. 324 с.
- Рухин Л. В.* Основы литологии. Изд. 2-е. Л., Недра, 1961. 779 с.

Рябченков А. С. К вопросу о происхождении лёсса Украины в свете минералогических данных.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1955, № 20, с. 45—59.

Савельев В. И. Свойства илов как естественных оснований сооружений.— Гидротехническое строительство, 1951, № 2, с. 39—42.

Савельев В. И. Формирование свойств современных морских отложений и методы их инженерно-геологического исследования. [Автореф. докт. дис.]. ЛГУ, 1965. 28 с.

Сипропелевые месторождения СССР / Изд. Гипроторфоразведка. М., 1964, 336 с.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Изд. 2-е. Л., Недра, 1973. 392 с.

Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1959, 383 с.

Сидоров Н. Н. Сопротивление сдвигу песка при малых нормальных давлениях.— Сборник ЛИИЖТ, 1967, вып. 272, с. 3—9.

Сипидин В. П., Сидоров Н. Н. Исследование грунтов в условиях трехосного сжатия. Л.—М., Стройиздат, 1963. 91 с.

Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов.— Труды Среднеазиатского университета, 1957, вып. 99, кн.: 10, с. 5—63.

Скиба С. И. Формирование инженерно-геологических условий Керченского пролива (в связи с геологической историей в позднем плейстоцене и голоцене). [Автореф. канд. дис.]. М., Изд-во МГУ, 1977. 30 с.

Сорокина Г. В. Экспериментальное исследование предельного напряжения сдвига и вязкости илов.— Труды НИИ оснований и подземных сооружений, 1958, сб. 33, с. 57—69.

Сорокина Г. В. Физико-механические свойства морских илов.— Труды НИИ оснований и подземных сооружений, 1960, сб. 42, с. 26—35.

Сорокина Г. В., Павлова Л. А. Строительная классификация морских илов.— Труды НИИ оснований и подземных сооружений, 1964, № 54, с. 103—130.

Сорочан Е. А. Вопросы проектирования и строительства сооружений на набухающих грунтах.— В кн.: Новые методы строительства на набухающих грунтах. Волгоград, 1963, с. 3—18.

Справочник по торфу. М.—Л., Госэнергоиздат, 1954. 728 с.

Стапренс В. Я. Некоторые вопросы технической мелиорации органо-минеральных грунтов. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1956. 99 с.

Строительные нормы и правила. Основания зданий и сооружений (СНиП 11-15—74). М., Стройиздат, 1975. 65 с.

Тутовская А. Я. Исследование геотехнических свойств первичных каолинов.— Вопросы геотехники, 1959, № 3, с. 76—135.

Туремнов С. Н. Торфяные месторождения. Изд. 3-е. М., Недра, 1976, 487 с.

Тюрин И. В. Географические закономерности гумусообразования.— В кн.: Труды юбилейной сессии Почвенного института. М., 1949, с. 85—101.

Фадеев П. И. О некоторых методических вопросах изучения литологических особенностей песчаных пород в инженерно-геологических целях.— В кн.: Вопросы методики исследований физико-механических свойств грунтов. Л., 1965, с. 30—34.

Фадеев П. И. Песчаные породы Мещерской низменности. М., Изд-во МГУ, 1969. 273 с.

Фадеев П. И. Методические рекомендации по изучению и использованию гранулометрии песчаных пород в инженерно-геологических целях. М., Изд-во МГУ, 1974. 112 с.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 2. Л., Химиздат, 1934. 352 с.

Финогенов И. С. Исследование влияния главнейших природных факторов на твердость глинисто-карбонатных горных пород.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1958, № 8, с. 41—46.

Флорин В. А. Основы механики грунтов. Т. 2. Л., Стройиздат, 1961. 543 с.

Флорин В. А., Иванов П. Л. Разжижение песчаных грунтов.— В кн.: Доклады к V Междунар. конгрессу по механике грунтов, М., 1961, с. 40—48.

Хазанов М. И. Искусственные грунты, их образование и свойства. М., Наука, 1975. 134 с.

Цехомский А. М. О строении и составе пленки на зернах кварцевых песков.— Кора выветривания, 1960, вып. 3, с. 293—312.

Чельцов В. И. Прочность и структура карбонатных пород Мелехово-Федотовского месторождения.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 43, с. 25—32.

Черкасов А. А. К вопросу использования гумусированных грунтов в гидротехнических сооружениях.— Гидротехническое строительство, 1953, № 6, с. 12—16.

Шамрай И. А., Орехов С. Я. О стратиграфическом выделении четвертичных отложений на юге европейской части СССР по минералогическим критериям.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, с. 179—184.

Шапошников М. А. Принципы построения инженерно-строительной классификации торфяных оснований неосушенных болот.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., Наука, 1974, с. 228—233.

Шапошников М. А. Геотехнические исследования болотных грунтов для строительства. Л., Стройиздат, 1977. 126 с.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их исследования. Л., Недра, 1969. 248 с.

Швец В. Б. Элювиальные грунты как основания сооружений. М., Стройиздат, 1964. 200 с.

Швец В. Б., Гайдук Ю. А. Изменение свойств крупнообломочных грунтов при выветривании.— Основания, фундаменты и механика грунтов, 1976, № 1, с. 25—28.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 387 с.

Шеко А. И. Классификация щебнисто-глинистых пород по гранулометрическому составу (на примере пород Южного берега Крыма).— В кн.: Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. Т. 2. М., 1957, с. 86—99.

Шеко А. И. Крупнообломочные грунты.— В кн.: Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1. М., 1968, с. 323—333.

Шобакова В. С. Количественное изучение некоторых элементов микроструктуры глинистых пород.— В кн.: Вопросы методики лабораторных исследований физико-механических свойств грунтов. Л., 1965, с. 34—37.

Шрейнер Л. А. Механические и абразивные свойства горных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1958. 201 с.

Шукле Л. Реологические проблемы механики грунтов. М., Стройиздат, 1973. 485 с.

Bjerrum L., Aitchison G. D. Problems of soil mechanics and construction on soft clays and structurally unstable soils (collapsible, expansive and others).— В кн.: Труды 8-го международного конгресса по механике грунтов и фундаментостроению. М., 1973, с. 111—190.

Inderbitzen A. L. Deep-Sea Sediments.— Physical and Mechanical properties. Marine Science, v. 2, N. Y. and London, 1974, 487 p.

Jong R., Warkentin B. Introduction to Soil Behavior. Mac Millan, New-York, 1966.

Lyell C. Principle of Geology, v. 3, London, 1833. 507 p.

Murray H. H. Genesis of clay minerals in some pennsylvanum shales of Indiana and Illinois.— Clay and Clay Minerals, Publ. 327, New-York, 1954, p. 111—117.

Richthofen F. China. Bd. 1, Berlin, 1877, p. 56—189.

Rosenquist J. T. The influence of Physico-Chemical Factors upon the Mechanical Properties of Clays. Clay and Clay mineral, v. 9, Oxford, 1962, p. 12—27.

- Аллофан 145
 Андезиты 20
 Анизотропия 20, 45, 132, 174, 179, 228, 239
 Аркозы 32, 69
- Базальт 21
 Бентос 198
 Биотит 8, 24
- Вапны 44
 Влагоемкость капиллярная 78, 117
 — полная 79, 116
 — максимальная молекулярная 77, 116
 Влажность гигроскопическая 77, 114
 — максимальная 77, 115
 — начала и максимального прилипания 126
 — оптимальная 82
 — относительная 223
 Вода гравитационная 80
 — иммобилизованная 138
 — капиллярная 78, 117
 — кристаллизационная 114
 — осмотическая 223
 — парообразная 114
 — прочносвязанная 77
 — рыхлосвязанная 116
 — очень рыхло связанная 119
 — химически связанная 114
 Водонасыщение 10
 Водоотдача 79
 Водопоглощение 10
 Водопроницаемость 82
 Высота капиллярного поднятия 79
- Габбро 17, 21
 Галлуазит 101
 Гидрослюды 103
 Глауконит 103
 Глеобразование 246
 Глины ненасыщенные 108
 — нормально уплотненные 131
 — недоуплотненные 131
 — переуплотненные 131
 — сухарные 44
 Гнейсы 23
 Гравий 57
 Градиент геотермический 22
 — гидравлический (напора) 118
 — критический 89
 Граниты 18
- Граувакки 32, 69
 Грунты улучшенные 258
 Гуминовые кислоты 240
 Гумус 240
- Давление боковое 84
 — гидродинамическое (поровое) 86
 — горное 35
 — набухания 123
 Деформация набухания 123
 — необратимая (остаточная) 16, 128
 — обратимая (упругая) 16, 128
 Деформация относительная 116
 — ползучести 135, 141
 — сдвига 134
 — структурно-адсорбционная 129
 — торфяных оснований 229
 — условно-мгновенная 142
 — просадочная 190
- Диабазы 22
 Диагенез 200
 Диаметр гидравлический 110
 Диатомиты 53
 Диориты 20
 Доломиты 28
 Дресвяные (хрящеватые) грунты 57
- Емкость поглощения 107
- Закон Гука 16
 — Дарси 80
 Зандры 93
 Зацепление 85
 Зольность торфа 221
 Зоны разгрузки 8
 Зональность лёссовых пород 156
 — почв 238
 — сапропелей 235
 Зоны выветривания 9
- Известняки 26
 Интрузивные породы 17
 Испытания на морозостойкость 11
 — пенетрацию 136
 — сдвиг 61, 85, 134
 — сохранность 11
- Кальцит 25
 Каолинит 101
 Карст 30
 — меловой 49
 Катагенез 49, 201
 Кольматация 63

- Коэффициент асимметрии 71
 — бокового давления 84
 — водонасыщения 11
 — водоотдачи 80
 — выветрелости 66
 — вязкости 143
 — заложения откосов 234
 — изометричности 121
 — консистенции 121
 — крепости 35
 — морозостойкости 12
 — неоднородности 71
 — округленности 59
 — Пуассона 16
 — размягчаемости 15
 — сжимаемости (уплотнения) 127
 — сортировки 168
 — структурной прочности 139
 — сферичности зерен 59
 — теплопроводности 12
 — трещинной пустотности 8
 — уплотненности 59
 — фильтрации 63, 225
 — формы зерен 72
 — щелочности 109
 Кремни 54
 Крепость 34
 Критерий набухания 122
 — просадочности 190
 — турбулентности 80
- Липариты 19**
 Литогенез техногенный (антропогенный) 256
 Липкость максимальная 126
 Латеритизация 145
- Макропоры 171, 188**
 Мигматиты 24
 Микроэлементы 241
 Минералы аутигенные 69
 — глинистые 100
 — смешанно-слоистые 103
 Модуль общей деформации 16
 — осадки 127
 — упругости 16
 Монтмориллонит 102
 Морозостойкость 11
- Несущая способность скальных грунтов 34**
 Новообразования 239, 244
 Нонтронит 102
- Обменные катионы 107**
 Опоки 54
 Органические вещества илов 198
 — — почв 240
 Отложения техногенные (антропогенные) 255
- Парагенетические комплексы влажности 173
 Пептизация 107
 Планктон 198
 Погребенные (ископаемые) почвы 154
 Показатель гидрофильности 120
 — коллоидной активности 120
 — микроагрегатности 168
 — пенетрации 74
 — уплотнения 191
 — уплотненности 191
 Ползучесть грунтов 141
 Пористость активная 113, 172
 — закрытая 10
 — критическая 80
 Пористость общая 10
 — открытая 10
 Порфириты 20
 Порфиры 19, 20
 Предел прочности на сжатие 13
 — — — растяжение 14
 — — — сдвиг (скальвание) 14
 Просадки и дополнительные осадки 186
 Прочность длительная 142
 — на истирание 16
 — стандартная 143
 — структурная 129
- Радиоляриты 54**
 Размокаемость 124
 Размываемость 124
 Размягчаемость 15
 Реакция среды (кислотность) 106
 Релаксация 141
 Роговики 24
- Сапропели и сапропелиты 54**
 Связи коагуляционные 138
 — кристаллизационные 127
 Сжимаемость крупнообломочных грунтов 63
 — песков 82
 — глинистых грунтов 127
 — лёссовых грунтов 181
 — илов 210
 — торфов 226
 Сиаллитизация 145
 Сиенит 20
 Синерезис 50
 Скарны 24
 Скорость критическая (размывающая) 125
 — сланцы кристаллические 23
 Солонцы 251
 Солончаки 249
 Сопротивление одноосному сжатию 13
 — сдвигу глин 132
 — — илов 213
 — — крупнообломочных грунтов 61
 — — лёссовых пород 184
 — — песков 85

+ + пенетрации удельное 139
+ + сдвигу торфов 227
Спонголиты 54
Степень влажности 80, 113
+ водопоглощения 65
+ выветрелости 9
+ засоления 250
— плотности сложения 75
— разложения торфа 221
Строение почв 243
Структура глинистых пород 88
— изверженных пород 17
— метаморфических пород 23
— пористого пространства 28
— почв 243
— торфов 222
— карбонатных пород 26
Такыры 252
Твердость 15
Текстура глинистых пород 97
— изверженных пород 17
— крупнообломочных пород 58
— меловых пород 49
— метаморфических пород 23
Тектониты 24
Теплоемкость 13
Теплопроводность 12
Тиксотропное упрочнение относительное 140

Типы метаморфизма 23
— поверхности песчаных зерен 73
— структурных связей 127
— трещин 7
— цементации 31
Торфяно-песчаные смеси 232
Трахиты 20
Трепел 53
Туфогенно-осадочные породы 56
Туфы и туффиты 55, 56

Угол внутреннего трения 64
— естественного откоса 84
Ультраметаморфизм 24

Филлиты 23
Форма зерен крупнообломочных
грунтов 59
— — песков 72
Фульвокислоты 240

Халцедон 53

Цемент песчаников 31

Щебень 38, 57

Яшмы 54

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Скальные грунты	7
Общая инженерно-геологическая характеристика	7
Физико-механические свойства	9
Физические свойства	10
Механические свойства	12
Инженерно-геологическая характеристика основных типов скальных пород	17
Изверженные породы	17
Кислые породы	18
Породы средней кислотности	20
Основные породы	21
Метаморфические породы	22
Осадочные породы	25
Карбонатные породы	25
Песчаники	30
Скальные породы — основания и вместилища сооружений и естественные строительные материалы	33
Скальные породы — основания и вместилища сооружений	33
Скальные породы — естественные строительные материалы	37
Глава II. Полускальные грунты	40
Брекчии и конгломераты	40
Непрочные песчаники	41
Алевриты	41
Аргиллиты	42
Мергели	45
Мел и мелоподобные породы	47
Известняки-ракушечники	52
Кремнистые породы (силициты)	53
Пирокластические породы	55
Глава III. Крупнообломочные грунты	57
Общие сведения	57
Текстура	58
Особенности исследования состава и физико-механических свойств	59
Некоторые данные о гранулометрическом составе и физико-механических свойствах	62
Влияние содержания и формы обломков и их выветрелости на физико- механические свойства	65
Генетические типы	66
Глава IV. Пески	68
Текстура и структура	68
Химический и минеральный состав	69
Гранулометрический состав	70
Форма и характер поверхности зерен	72
Физические свойства	73
Водно-физические свойства, водоотдача и водопроницаемость	77
Механические свойства	82
Суффозия, плыунность и разжижение песков	88
Генетические типы	91

Глава V. Глинистые грунты.	96
Текстура и структура	96
Химический и минеральный состав, физико-химические свойства, гранулометрический состав	99
Физико-механические свойства	111
Литологические и литолого-генетические типы	144
Элювиальные глинистые породы	144
Аллювиальные, дельтовые и делювиальные глинистые породы	149
Озерные и морские глинистые породы	151
Глава VI. Лёссовые грунты	153
Общая геологическая характеристика	153
Химический состав и физико-химические свойства	157
Минеральный состав	165
Гранулометрический состав	167
Физические свойства	169
Механические свойства	178
Просадочность	186
Инженерно-геологическая классификация лёссовых пород Русской равнины	192
О генезисе лёссовых пород	194
Глава VII. Илы	197
Диагенетические процессы в илах	197
Химический и минеральный состав	201
Гранулометрический состав	202
Структура	204
Физико-механические свойства	205
Состав и свойства илов различных морей	215
Основные принципы строительства на илах	217
Глава VIII. Торфы и сапрпели	219
Общие сведения	219
Состав и структура торфа	220
Физические свойства	222
Механические свойства	226
Торфы — основания сооружений	228
Торфы — естественные строительные материалы и вместилища гидромелиоративных каналов	232
Сапрпели	234
Глава IX. Почвы	238
Состав почв	238
Морфология почв	242
Почвенные зоны СССР	244
Инженерно-геологическая оценка гумуса	252
Глава X. Техногенные грунты	255
Список литературы	260
Предметный указатель	268

1 р10 к.

3217

НЕДРА