

МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

по инженерно-
геологическому
изучению
горных пород



МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

по инженерно-
геологическому
изучению
горных пород

В двух томах

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ *Е. М. СЕРГЕЕВА*

Том 2

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ

4277



МОСКВА "НЕДРА" 1984



Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. В 2-х томах. Том 2. *Лабораторные методы*/ Под ред. Е. М. Сергеева.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1984.— 438 с.

Описаны методы лабораторного изучения горных пород: минерального и химического состава, их структурных и текстурных признаков, плотности, пористости, деформационных, прочностных, реологических и других свойств; поровых вод, газов и микроорганизмов и т. д. Во 2-м издании (1-е изд.— 1968) учтены новейшие достижения в области инженерно-геологического изучения горных пород и опыт ряда производственных организаций.

Для специалистов геологических, изыскательских, научно-исследовательских, проектно-конструкторских и строительных организаций. Может быть использована в качестве учебного пособия студентами вузов геологических факультетов.

Табл. 33, ил. 120, список лит.— 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *И. Г. Коробанова* (ПНИИИС)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга является вторым томом 2-го издания «Методического пособия по инженерно-геологическому изучению горных пород». Первое издание (1968 г.) освещало главным образом лабораторные методы изучения состава, структуры и текстуры грунтов и методы исследования их инженерно-геологических свойств. Настоящее издание включает, кроме того, и полевые методы.

Им посвящен первый том, в котором рассматриваются современные методы опробования и их системы, правила отбора и хранения образцов горных пород, дистанционные визуальные и инструментальные методы изучения пород и массивов, рациональное сочетание методов в ходе съемки.

Во втором томе описаны лабораторные методы инженерно-геологического изучения горных пород, являющиеся необходимым дополнением к различным полевым работам. Они продолжают полевые исследования, расширяют их, позволяют изучить ряд закономерностей более глубоко, детально и тщательно, чем в полевых условиях. Дальнейшее совершенствование экспериментальной базы, автоматизация лабораторных инженерно-геологических исследований, их эффективное комплексное применение, повышение точности и надежности — все это является основой для успешного решения стоящих перед инженерной геологией задач.

Предусмотренное решениями XXVI съезда КПСС обеспечение ускоренного развития работ по геологическому изучению страны, исследованию строения, состава и эволюции Земли с целью рационального использования природных ресурсов, повышения эффективности мероприятий в области охраны окружающей среды требует от инженеров-геологов дальнейшего совершенствования существующих и разработки новых полевых и лабораторных методов и методик инженерно-геологического изучения горных пород.

Материалы, изложенные во втором томе, призваны помочь инженерам-геологам и специалистам смежных отраслей в выборе наиболее эффективного и экономичного комплекса современных лабораторных методов инженерно-геологических исследований, правильном использовании тех или иных методик для решения конкретных задач и повышения качества инженерно-геологического обоснования проектов.

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА
ГОРНЫХ ПОРОД**

Глава I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТВЕРДОГО КОМПОНЕНТА

1.1. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ

Исследование минерального состава пород в лабораторных условиях начинается с макроскопического изучения образца. Это особенно важно для неоднородных по составу пород, таких, как конгломераты, туфобрекчии, крупнокристаллические или породы с грубо выраженной слоистой текстурой, обусловленной чередованием слоев разного состава. В этом случае изучение минерального состава только, например, в шлифе не дает представления о породе в целом.

При макроскопическом (визуальном) описании образца породы отмечаются (уточняются) те же особенности породы, что и при полевом описании (см. т. I, гл. 6). Для более детального и точного изучения минерального состава используется широкий круг лабораторных методов. Для скальных пород обычно применяются оптические методы, а для дисперсных пород и, в частности, для исследования состава глинистой фракции — электронно-микроскопический, рентгеновский, термический, химический и др.

Оптические (микроскопические) методы. Детальное изучение минерального состава пород проводится с помощью поляризационного микроскопа и под биноклем в шлифах, аншлифах и зернах. При изучении минерального состава магматических и метаморфических пород следует помнить о некоторых общих закономерностях.

1. Некоторые минералы избирательно приурочены к определенной группе пород. Как известно, одни минералы, такие, как кварц и кальцит, образуются и существуют при различных физико-химических и термодинамических условиях, и их можно встретить в разных породах. Другие минералы образуются только в условиях кристаллизации расплава и встречаются только в глубинных интрузивных (нефелин), эффузивных (стекло) и гипабиссальных (лейцит) породах. Исключительно кристаллическим сланцам и контактными роговикам присущи такие минералы, как ставролит, андалузит, кордиерит, дистен.

2. Минералы-антагонисты практически не встречаются (за редким исключением) в одной породе. К ним относятся: кварц и нефелин, кварц и лейцит, кварц и оливин, гиперстен и нефелин и т. д.

3. По тем или иным первичным минералам наиболее часто развиты определенные вторичные минералы. Например, амфиболы развиваются по пироксенам и оливинам, серпентин — по оливину, пелитизация — по калиевым полевым шпатам, соссоуритизация — по плагиоклазам, хлориты — по биотиту и роговой обманке и т. д.

Для облегчения диагностики минералов в шлифах и аншлифах применяют методы окрашивания, которые иногда сопровождаются травлением. При определении минералогического состава кислых магматических пород, для разделения калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца можно использовать вариант методики окрашивания, разработанный С. Бойли и К. Стивенсоном. Поверхность аншлифа в течение 45 с подвергают травлению 52 %-ным HF. Образец погружают в кислоту, а затем промывают проточной водой и высушивают при $T \approx 80^\circ\text{C}$ до появления светло-серой фактуры поверхности. Последующее травление ведется в парах 52 %-ного HF (около 3 мин). После этого поверхность окрашивается в кобальтинитрите натрия в течение 1 мин. Калиевые полевые шпаты приобретают ярко-желтую окраску, плагиоклазы остаются светло-серыми (в отличие от темно-серого кварца).

Для диагностики карбонатных минералов в крупнозернистых карбонатных породах применяется простой метод окрашивания, предложенный С. В. Тихомировым. Он заключается в прокрашивании поверхности породы фиолетовыми чернилами, подкисленными несколькими каплями 5 %-ной соляной кислоты. Каплю чернил наносят на открытый шлиф или аншлиф и оставляют на 1,5—2 мин, а затем удаляют фильтровальной бумагой или струей воды. При этом кальцит окрашивается в фиолетовый цвет, а доломит остается неокрашенным. Разработаны также реакции окрашивания, дающие возможность отличить в тонкокристаллических породах кальцит и доломит от магнетита и глинистой примеси, а арагонит — от кальцита и т. д. [45].

Поляризационный микроскоп позволяет получить наиболее полную информацию о минеральном составе породы при микроскопическом изучении. При описании шлифов нужно соблюдать следующую схему. Вначале дается общая характеристика породы, где указывается степень ее однородности: для осадочных пород приводится соотношение обломочной части и цемента, для эффузивов — основной массы и количества вкрапленников, для всех магматических — бесцветных и окрашенных минералов. Отмечаются характер и степень измененности породы в целом, наличие микропор и микротрещин. Затем проводится описание структуры (см. гл. 5). В заключение изучается минеральный состав — выделяются минералы: главные породообразующие, второстепенные или акцессорные (представленные обычно мелкими кристалликами), эпимагматические или вторичные (продукты изменения породообразующих минералов).

При определении минералов используются такие диагностические признаки, как цвет, форма, рельеф, наличие плеохроизма, спайности, сила двупреломления, характер угасания и знак удлинения. Признаки, характерные для разных минералов, подробно освещены в работах [12, 25].

При инженерно-геологическом изучении пород важно отмечать примерное содержание каждого минерала, для чего можно

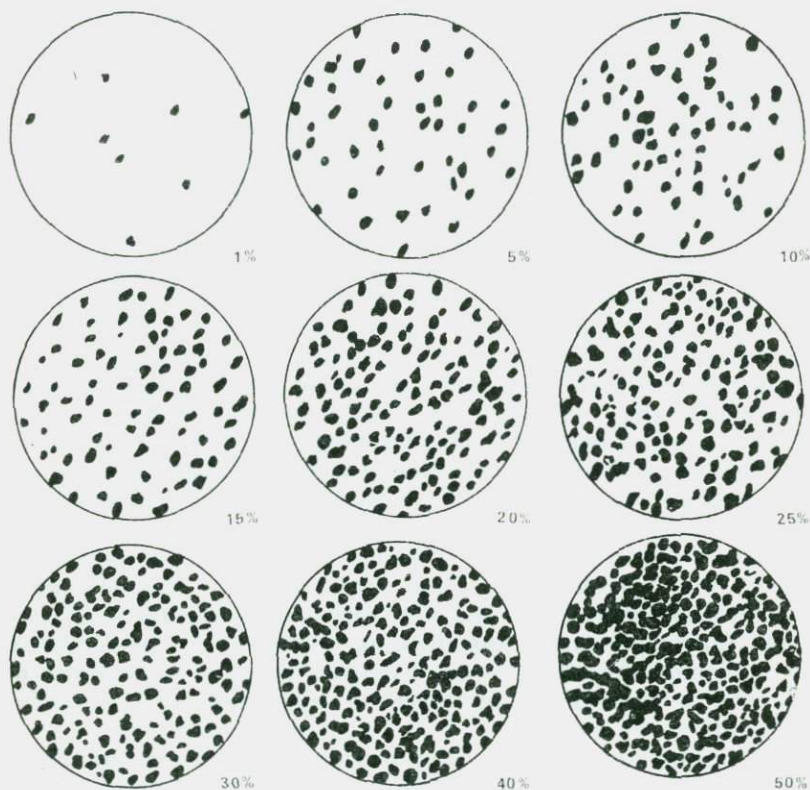


Рис. 1. Вспомогательные таблицы-трафареты М. С. Швецова для определения процентного содержания составных частей пород

пользоваться таблицами-трафаретами (рис. 1), взаимоотношение его с другими компонентами, степень сохранности и свежести кристаллов, характер продуктов разложения. По изменению основных породообразующих минералов, которое, как правило, приводит к замещению твердых компонентов более мягкими и менее прочными, ориентировочно можно судить о прочностных свойствах породы. Ниже приведены признаки, указывающие на снижение прочности пород.

Калиевые полевые	Пелитизация — помутнение и побурение кристаллов из-за развития в них пелитового вещества
Плагиоклазы	Серцитизация — появление серцита (тонкочешуйчатого мусковита). Сосюртитизация — появление мельчайших зерен эпидота в смеси с серцитом, кальцитом и другими вторичными минералами
Роговая обманка	Кристаллы рассекаются трещинами выветривания. Образование по трещинкам гипергенного хлорита, бесцветного, с низким двупреломлением и прямым угасанием. Появление крупных чешуек хлорита. Глинистые минералы замещают зерна роговой обманки по трещинкам и краям, корродируют их, в результате зерна становятся не резкими, а при полном замещении наблюдаются в шлифе в виде отдельных реликтов
Биотит	Осветление кристаллов. Хлоритизация (обычно с образованием пеннина). Полное разложение кристаллов с образованием по ним окислов железа

Степень измененности минералов можно характеризовать полуколичественно, указывая процент пораженности поверхности кристаллов при сплошном развитии вторичных продуктов или отмечая распыленный характер их распространения. Определение минералогического состава магматической породы позволяет определить ее название (рис. 2) и получить представление о физико-механических свойствах.

Для сцементированных осадочных пород в шлифах прежде всего устанавливается состав обломочной части. Для определения содержания отдельных минералов целесообразно пользоваться диаграммами-графаретами (см. рис. 1). Название породы по минералогическому составу можно давать по классификации Г. Ф. Крашенинникова (табл. 1). Прочность сцементированных осадочных пород обусловлена главным образом

Таблица 1

Классификация обломочных пород по минерально-петрографическому составу обломков (по Г. Ф. Крашенинникову, с изменениями В. Т. Фролова)

Обломочные породы	Содержание (в %) основных компонентов (по группам)		
	Кварц	Обломки грантоидов, калиевый полевой шпат, плагиоклаз кислый	Обломки прочих пород, плагиоклаз основной, темновесные минералы
Кварцевые	100—90	0—10	0—10
Субаркозы	90—50	10—50	0—25
Аркозы	0—50	100—50	0—10
Субграувакки	90—50	0—25	10—25
Граувакки	0—25	0—25	100—50
Аркозо-граувакки	50—0	75—25	25—50
Граувакко-аркозы	50—0	25—50	75—25

цементом, который по составу подразделяется на однородный (мономинеральный), образующийся в основном за счет выпадения из раствора того или иного минерала, и разнородный (полиминеральный). Однородный цемент может быть представлен кальцитом, опалом, кварцем, гидроокислами железа, гипсом, халцедоном, доломитом и т. д. Разнородный цемент обычно состоит из глинистых или пылеватых частиц различного состава с примесью карбонатов и окислов железа.

Для осадочных сцементированных пород важно установить степень и характер выветрелости как обломочного материала,

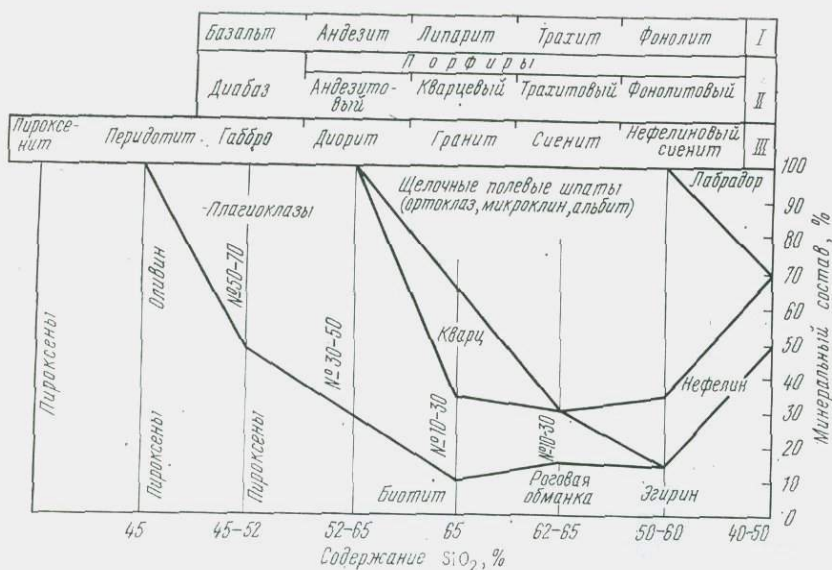


Рис. 2. Диаграмма минерального состава главных интрузивных пород и их эффузивных аналогов по А. М. Даминовой:

I—II — эффузивные породы (I — кайнотипные, II — палеотипные); III — интрузивные породы

так и цемента, снижающей прочностные показатели. Признаки выветрелости минералов для осадочных пород те же, что и для магматических. При изучении минералогического состава осадочных пород также определяют характер их изменений под действием температуры и давления, которые можно установить по размеру и форме обломочных зерен, их ориентировке, характеру очертаний, волнистости погасания зерен кварца, деформации в пластинках темноцветных минералов, по следам перекристаллизации цемента, его структуре. Подмеченные изменения следует увязать с глубиной залегания породы и геологической историей развития территории.

При изучении состава карбонатных пород большое внимание следует обращать на соотношение кальцита и доломита,

содержание терригенно-обломочной и глинистой примеси, что позволяет дать название породе (табл. 2 и 3).

Не менее важно отмечать содержание органического вещества (см. разд. 1.2), признаки окремнения и сульфатизации, так как в каждом конкретном случае это будет обуславливать

Таблица 2

**Классификация известково-доломитовых пород
(по С. Г. Вешнякову)**

Порода	Содержание, %	
	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂
Известняк:		
типичный	95—100	0—5
доломитистый	75—95	5—25
доломитовый	50—75	25—50
Доломит:		
известковый	25—50	50—75
известковистый	5—25	75—95
типичный	0—5	95—100

прочность карбонатных пород и их растворимость. Для доломитизированных известняков в шлифах характерна порфиробластовая структура, когда на фоне мелкокристаллической кальцитовой массы выделяются крупные ромбоэдры доломита

Таблица 3

**Классификация карбонатно-глинистых пород
(по С. Г. Вешнякову)**

Содержание глинистого материала, %	Известковый ряд		Доломитовый ряд	
	Порода	Содержание CaCO ₃ , %	Порода	Содержание CaMg (CO ₃) ₂ , %
0—5	Известняк: типичный глинистый	95—100	Доломит: типичный глинистый	95—100
5—25		75—95		75—95
25—50	Мергель: типичный глинистый	50—75	Мергель: доломитовый глинистый доломитовый	50—75
50—75		25—50		25—50
75—95	Глина: известковая типичная	5—25	Глина: доломитовая типичная	5—25
95—100		0—5		0—5

с зональным строением. Важно отмечать присутствие пирита и марказита, которые, окисляясь при выветривании, разрыхляют известняки, окрашивая их при этом в бурые цвета. Важным косвенным признаком присутствия глинистого вещества является микрослоистость.

При исследовании минерального состава глинистых пород в шлифах легче всего установить состав не глинистой примеси (обломочной, органогенной и т. д.). Достоверное определение глинистых минералов в шлифах затруднительно, и для этого используются другие методы. Железистое вещество придает породе красноватый оттенок, особенно хорошо заметный при наблюдениях в отраженном или косом свете. Гумусовое вещество обуславливает бурый оттенок породы, а углистый растительный детрит — темный и темно-серый, который не меняется в отраженном свете (см. разд. 1.2). Глауконитовое и хлоритовое вещества вызывают зеленую окраску.

При описании минерального состава кремнистых пород в шлифах определяют хемогенное и органическое вещество (табл. 4). Опал, часто присутствующий в виде мелких шарооб-

Таблица 4

Классификация кремнистых пород

Микроструктуры пород	Породообразующие минералы		
	Опал и кристобалит	Халцедон	Кварц
Биоморфная органогенная: диатомовая спонгиевая (спикуловая-губковая)	Диатомиты Спонголиты	Раскристаллизованные и перекристаллизованные (халцедоновые и кварцевые) диатомиты, спонголиты, радиоляриты	
Радиоляриевая	Радиоляриты	То же	
Аморфная, колломорфная, часто глобулярная (шариковая)	Трепелы, опоки	—	—
Микро- и мелкозернистая	—	Кремнистые сланцы, яшмы	Кварциты, джеспилиты

разных комочков-глобул (размером менее 0,05 мм), при диафрагмировании имеет шагреневую рябоватую поверхность. Халцедон отличается резко выраженным волнистым или крестообразным погасанием кристаллов, создающим впечатление о радиально-лучистом расположении. Органические остатки, сложенные кремнистым веществом, выявляются по морфологическим особенностям, для чего можно пользоваться руководством В. Т. Фролова [45].

Для определения количественного содержания минералов в породе применяют различные методы: 1) планиметрический (примененный М. Делессом в 1847 г.), основанный на измерении площадей, занимаемых различными компонентами породы (можно использовать микрометрические окуляры, планиметры, фотографии шлифов и аншлифов); 2) точечный (предложенный А. А. Глаголевым в 1933 г.), который заключается в подсчете числа точек, приходящихся на каждый минерал породы. Общая

сумма точек равна 100 %, а процентное содержание каждого минерала соответственно равно его доле точек. Необходимое для замера число точек должно быть различным для разных пород — чем крупнее кристаллы, тем больше должно быть их количество. По данным различных авторов оно колеблется от 200 до 2000; 3) линейный (обоснованный А. Розивалем в 1898 г.), позволяющий вычислить процентное содержание минералов методом сканирования, исходя из подсчета сумм длин отрезков, пересекающих каждый минерал. Он дает возможность получать не только содержание, но и распределение отдельных компонентов породы.

В настоящее время определение процентного содержания минералов и пор ведется или визуально, вручную, с помощью пуш-интегратора, изобретенного А. А. Глаголевым, или используя полуавтоматические и автоматические установки МИУ-1 и АМА-1 «Контраст». Сейчас применяют более сложные автоматические приборы «Квантимет» и «Протва».

Поляризационный микроскоп может применяться с использованием иммерсионных жидкостей (иммерсионный метод), которые позволяют дать не только качественную, но и количественную характеристику минералов. Определение проводят специалисты-минералоги (по заданию инженера-геолога) на отдельных изолированных зернах минералов. Для этого породу дробят или используют уже имеющиеся песчаные фракции. Для работы, помимо микроскопа, требуется набор жидкостей с известными показателями преломления (от 1,4 до 1,78). Принцип работы состоит в сравнительном подборе эталонной жидкости с показателем преломления, аналогичным изучаемому минералу, а затем, используя ряд дополнительных характеристик (цвет минерала, плеохроизм, изотропность, осьность, оптический знак минерала, форма выделения), по таблицам точно определяют минерал. При использовании иммерсионного метода для изучения минерального состава песков прежде всего должны быть отобраны преобладающие фракции (для монодисперсных песков — одна, а для полидисперсных — две или три). Затем для облегчения диагностики минералов их следует обработать различными способами. Путем различного механического и химического воздействия поверхность зерен очищается от «рубашек», агрегаты дезинтегрируются, удаляется посторонняя примесь. Подготовленные к анализу размерные фракции разделяют тяжелыми жидкостями на легкую и тяжелую фракции. Просматривают обычно 400—500 зерен из пробы и по ним подсчитывают количество того или иного минерала. Для инженерно-геологических целей обычно количественно определяют минералы легкой фракции, а минералы тяжелой фракции выражаются суммарно, но при этом следует обязательно подсчитывать содержание слабо устойчивых минералов, даже если их немного. Иммерсионный метод может быть применен и для изучения минерального состава глинистой фракции связных

грунтов на специально приготовленных препаратах ориентированных частиц [3].

Бинокулярный микроскоп (МБС-1, МБС-9) часто применяют при изучении минерального состава для исследования сколов пород и минералов, а также отдельных песчаных зерен. Благодаря этому микроскопу можно рассматривать зерна минералов с разных сторон, определять их истинную форму и размеры, характер поверхности, прозрачность, цвет, степень сохранности и т. д. Достаточно большой диапазон увеличений (от 3,6 до 119) позволяет изучать как мельчайшие зерна, так и крупные выделения. Чаще всего бинокуляр применяется для изучения минерального состава песков и супесей, при этом исследуется преимущественно легкая фракция. При отсутствии поляризационного микроскопа бинокуляр можно использовать и для изучения шлифов. При этом прекрасно видна структура породы, можно диагностировать рудные и окрашенные породообразующие минералы.

Электронно-микроскопический метод. Этот метод, обладающий большой разрешающей способностью, широко используется для качественной оценки минерального состава тонкодисперсных глинистых пород, размер частиц которых не превышает нескольких микрометров. Одним из главных преимуществ метода является его наглядность: при больших увеличениях он позволяет непосредственно наблюдать изображение микрочастиц.

В основе метода лежит диагностика минерального состава по изучению характерных микроморфологических особенностей поверхности частиц. Если характерные морфологические признаки у частиц глинистых минералов отсутствуют, что часто наблюдается в переотложенных глинах, точная диагностика их минерального состава возможна при работе электронного микроскопа в режиме электронографа [40], когда интерпретируются микродифракционные картины, получаемые для каждой конкретной частицы. Метод очень трудоемок как по техническому выполнению, так и по интерпретации результатов. В кристаллографии он обычно используется как метод структурного анализа.

Качественно и количественно оценить минеральный состав можно с помощью приставки для рентгеновского микроанализа, которой сейчас оснащают многие электронные микроскопы. В этом случае определяется химический состав частиц, а затем для мономинеральных образцов рассчитывают химическую формулу минерала и проверяют его диагностику [40].

Для изучения минерального состава глинистых пород могут быть использованы практически все известные типы просвечивающих электронных микроскопов, среди которых отечественные ЭМВ-100Л, ЭМ-11, ЭМ-14 и зарубежные приборы, выпускаемые фирмами «Джеол» и «Хитачи» (Япония), «Филипс» (Нидерланды), «Тесла» (Чехословакия).

Аппаратура для исследования. Увеличение современных просвечивающих электронных микроскопов (ПЭМ) достигает 200 000—1 000 000 раз при максимальном разрешении около 0,14 нм и ускоряющем напряжении в несколько миллионов вольт.

Принцип работы ПЭМ аналогичен обычному оптическому просвечивающему микроскопу, но вместо светового луча в нем используется сфокусированный пучок электронов, а оптические линзы заменены на электромагнитные (катушки с током) [40]. Источником электронов в ПЭМ, как правило, служит накальный вольфрамовый катод. Эмиттируемые катодом электроны ускоряются электрическим полем анода и фокусируются системой линз, после чего пучок проходит через пленку-подложку с зафиксированными на ней изучаемыми микрочастицами. Так происходит формирование электронного изображения, представляющего собой участки пространства с различной плотностью электронов (в пределах более плотных участков образца частицы сильнее рассеивают электроны, а менее плотные промежутки между частицами или пленка-подложка почти не рассеивают). В дальнейшем это электронное изображение, последовательно проходя через систему электромагнитных линз (объективную, промежуточную и проекционную), увеличивается и проявляется на флуоресцентном экране. В результате возникает увеличенное теневое изображение изучаемых микрочастиц.

Высокое предельное разрешение ПЭМ, определяемое $\frac{1}{3}$ длины волны исследовательского зонда, объясняется использованием для этих целей ускоренных электронов. Так, теоретическое предельное разрешение для ПЭМ может достигать 0,0012 нм при ускоряющем напряжении 50 кВ и длине волны электрона около 0,00536 нм [40].

Подготовка образцов к анализу. Для изучения минерального состава тонкодисперсных глинистых пород с помощью ПЭМ препарат готовят по методу суспензии [40]. Суть его заключается в нанесении максимально диспергированной суспензии исследуемых минеральных частиц на тонкую пленку-подложку, прозрачную для электронов, которая, в свою очередь, размещается на специальной медной поддерживающей сетке диаметром 2 мм.

С этой целью кусочек образца массой около 0,5 г (желательно с ненарушенной структурой) сначала замачивают в фарфоровой чашке дистиллированной водой, а затем переносят в пробирку (для лучшей диспергации добавляют несколько капель аммиака) и взбалтывают. Через сутки с глубины 7 см пипеткой берут пробу частиц (обычно это частицы с диаметром менее 1 мкм), которую переносят в короткую пробирку и разбавляют дистиллированной водой до концентрации, соответствующей слабой опалесценции. Каплю такой суспензии аккуратно наносят на заранее подготовленную сетку с пленкой-

подложкой и медленно высушивают под стеклянным колпаком. После высыхания препарат готов для просмотра в ПЭМ.

Сильно засоленные и агрегированные глинистые грунты, для которых трудно получить устойчивую суспензию, сначала отмыывают от солей до получения устойчивой суспензии, а затем по описанной выше методике готовят препарат.

Диагностика глинистых минералов с помощью ПЭМ основывается на изучении размера и формы частиц со всеми присущими им тонкими морфологическими особенностями [37]. О морфологии частиц дает представление изучение формы контуров, контрастности (плотности), степени четкости контуров изображения, размеров [37].

Контуры глинистых частиц при изучении под ПЭМ имеют самую разнообразную форму: изометричную, псевдогексагональную, удлиненную, ромбовидную и т. д. [37]. Кроме того, контуры частиц могут быть угловатыми или сглаженными. Форма контуров в той или иной мере отражает кристаллическую природу исследуемого объекта и является основным диагностическим признаком.

Контрастность (плотность) изображения определяется степенью проницаемости частиц для электронов, что дает косвенную характеристику толщины частиц. Обычно большим (по вертикали) участкам частиц соответствуют более темные участки изображения на экране ПЭМ и, наоборот, более тонким — более светлые. Толщина частиц может изменяться ступенчато (слюды, гидрослюды) или постепенно, как у монтмориллонита.

Контуры изображения исследуемых частиц могут быть четкими (резкими) или, наоборот, размытыми (нерезкими). Степень четкости контуров изображения в ПЭМ свидетельствует о четкости краевых участков и ребер частиц в плоскости образца, что также является важным диагностическим признаком при минералогических исследованиях. Обычно нечеткие контуры характерны для минералов группы монтмориллонита, а четкие и резкие — для каолинита и гидрослюды. Присутствие на изображении глинистых частиц наряду с четкими контурами расплывчатых, нечетких может указывать на принадлежность этих частиц к группе смешаннослойных минералов, имеющих в кристаллической решетке набухающие слои. Для подтверждения наличия таких слоев используется рентгенофазовый анализ. В то же время появление более четких контуров между микроагрегатами частиц монтмориллонита может свидетельствовать о присутствии многовалентных катионов в его обменном комплексе. На-монтмориллонит дает сплошной серый фон.

Зная увеличение изображения, легко вычислить истинные размеры частиц в плоскости образца: размер частицы на фотографии надо разделить на ее увеличение. Размер частиц также помогает диагностировать глинистые минералы. Так, ча-

стицы минералов группы каолинита обычно имеют большие размеры, чем частицы группы монтмориллонита и гидрослюда.

Диагностика основных типов глинистых минералов с помощью ПЭМ. 1. Группа гидрослюда. Частицы минералов этой группы представляют собой пластинки

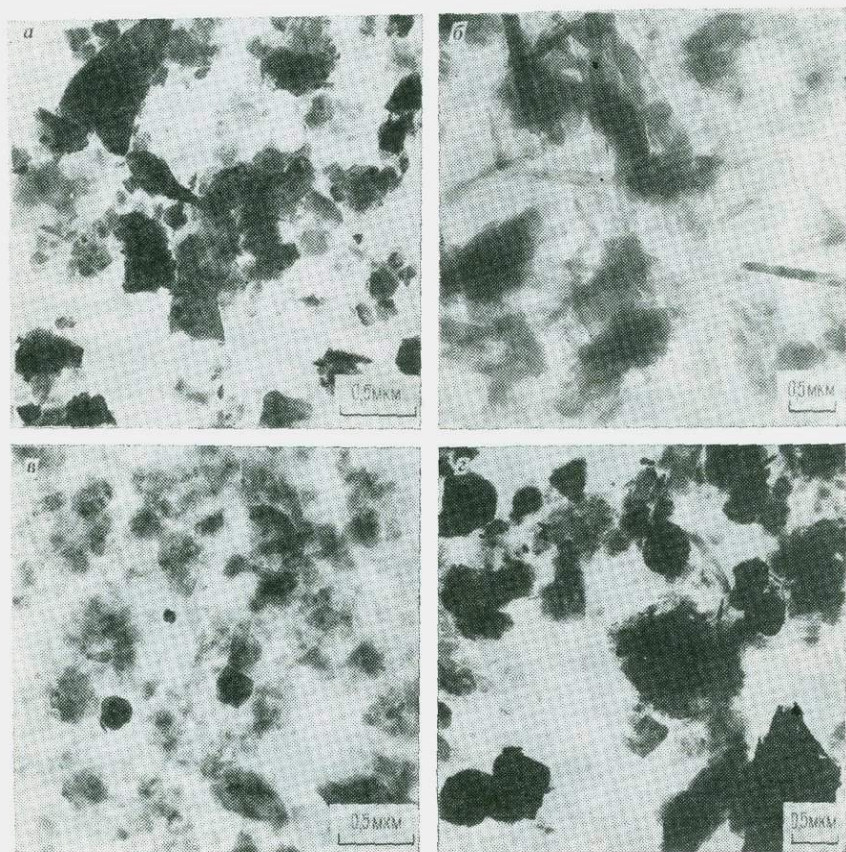


Рис. 3. Морфологические разновидности частиц глинистых минералов группы гидрослюда:

а — изометрично-пластинчатая с угловатыми контурами; морская глина Q_{III} (район г. Выборга); *б* — удлиненно-пластинчатая, гидротермальная глина, N_1 (г. Берегово); *в* — изометрично-пластинчатая, высокодисперсная, с псевдогексагональной огранкой, морская синяя кембрийская глина E_1 (г. Ленинград); *г* — изометрично-пластинчатая со сглаженными и нечеткими контурами озерно-ледниковая ленточная глина, Q_{IV} (г. Новгород)

изометричной (рис. 3, *а*) или удлиненной (см. рис. 3, *б*) формы. Для них характерны четкие контуры, незначительная толщина и наличие ступенчатых сколов, отделяющих участки различной толщины. Морфологические разновидности гидрослюда: щелковидная, удлиненно-пластинчатая, изометрично-

пластинчатая с псевдогексагональной огранкой (см. рис. 3, *в*) или со сглаженными контурами, изометрично-пластинчатая с нечеткими контурами (см. рис. 3, *г*). 2. Группа монтмориллонита. Вследствие очень высокой дисперсности частиц монтмориллонита в ПЭМ обычно наблюдают не отдельные частицы,

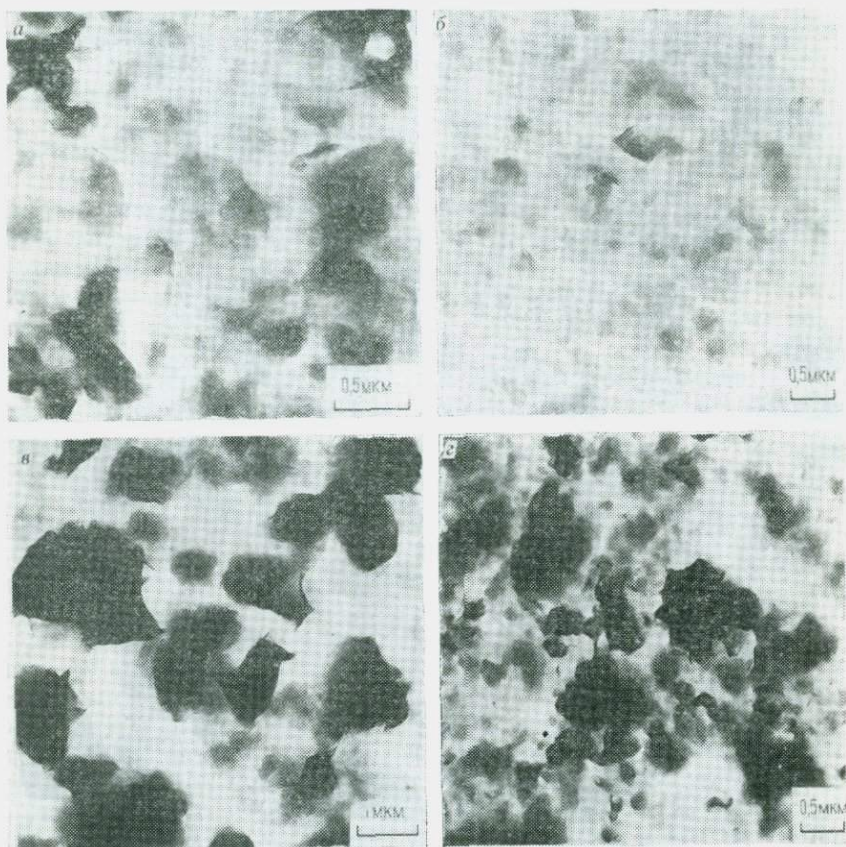


Рис. 4. Морфологические разновидности частиц глинистых минералов группы монтмориллонита:

а — аскангель, гидротермальная глина, P_2 (Цихис-Убанское месторождение, ГССР); *б* — Na-монтмориллонит (из аскангеля); *в* — Са-монтмориллонит, элювиальная глина P_2 (Цихис-Убанское месторождение, ГССР); *г* — Fe-монтмориллонит, нонтронит, элювий по серпентинитам, MZ (г. Реж)

а их микроагрегаты хлопьевидной формы с нечеткими контурами и постепенно уменьшающейся от центра к краям толщиной (рис. 4, *а*). При этом электронно-микроскопическое изображение частиц монтмориллонита во многом определяется составом обменных катионов. Наиболее диспергированные Na-монтмориллониты образуют тончайшую серую пленку с отдельными

хлопьевидными сгущениями (см. рис. 4, а, б). Са-монтморилло-ниты представлены крупными микроагрегатами значительной толщины, лежащими раздельно на пленке-подложке и обычно имеющими на краях завихрения или шиповидные выступы (см. рис. 4, в). Специфическую форму имеют Fe-монтмориллонит, нонтронит (см. рис. 4, г). Для них наряду с присутствием небольших, иногда удлинённых микроагрегатов с нечеткими контурами характерны крупные и достаточно толстые скопления частиц, имеющие четкие контуры и шиповидные выступы.

3. Группа каолинита. Для хорошо окристаллизованного каолинита характерна шестигранная, немного вытянутая форма частиц. Величина углов между ребрами может меняться от 108 до 123° (рис. 5, а, б). Иногда часть ребер не развита, и тогда частицы имеют форму пятигранников или ромбов. Толщина каолиновых частиц может быть различной, а их размер колеблется от долей микрометра (см. рис. 5, в) до нескольких микрометров (см. рис. 5, б). В глинах осадочного происхождения хорошо окристаллизованные частицы каолинита встречаются редко. Обычно их частицы имеют не четко выраженную шестигранную форму, а представлены обломками шестигранников или изометричными и слегка вытянутыми частицами с четкими углами, реже сглаженными контурами (см. рис. 5, г). Иногда встречаются переотложенные каолиновые породы, частицы которых полностью утратили гексагональный и даже псевдогексагональный облик (см. рис. 5, д).

4277
Для частиц галлуазита характерна трубчатая форма с явно выраженной центральной полостью (см. рис. 5, е). В некоторых случаях они имеют вид непрозрачных брусочков с четкими контурами.

4. Группа палыгорскита — сепиолита. Частицы палыгорскита в ПЭМ имеют вид длинных нитей, тонких пластин или голочек, полупрозрачных для электронов (рис. 6, а). Наиболее часто встречаются волокнистая, игольчатая и пластинчатая морфологические разновидности [37]. Частицы сепиолита обычно представлены длинными тонкими пластинами (полосками), длинные стороны которых параллельны, а короткие срезаны под некоторым углом (см. рис. 6, б).

5. Глинистые минералы с переходной формой частиц. Эту группу составляют смешаннослойные глинистые минералы, наиболее часто встречающиеся в глинистых породах. Отличительной особенностью их является то, что частицы могут иметь морфологические признаки монтмориллонита и гидрослюды (слюды), монтмориллонита и каолинита и т. д. На рис. 7, а приведена фотография смешаннослойного минерала слюды-монтмориллонита, состоящего на 25 % из набухающих слоев. Наряду с преобладанием у изометрично пластинчатых частиц четких контуров и ступенчатых сколов (морфологические признаки слюды) встречаются участки со сглаженными контурами и постепенно уменьшающейся толщиной к краям частиц, что

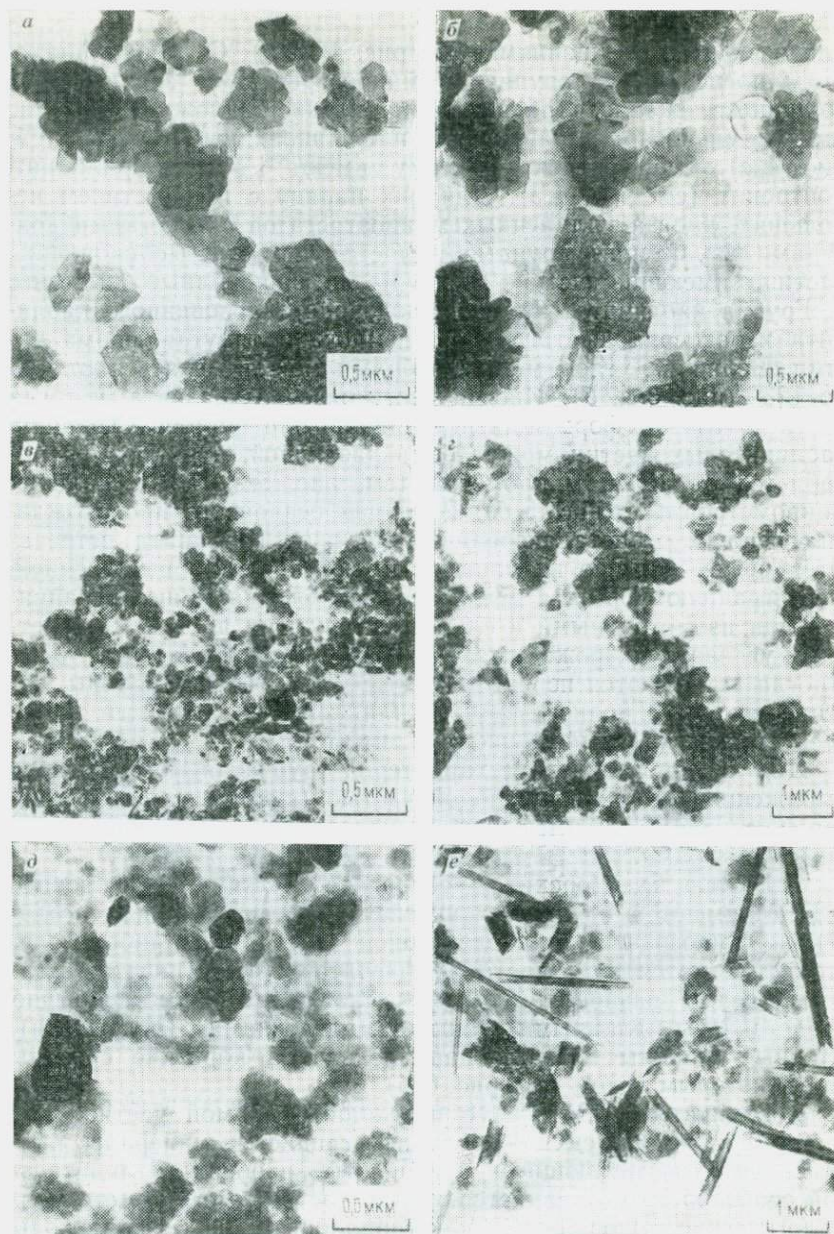


Рис. 5. Морфологические разновидности частиц глинистых минералов группы каолинита:

a — хорошо окристаллизованные, изометричные, шестигранной формы; элювиальный каолинит, P_2 (г. Глуховцы); *б* — хорошо окристаллизованные, изометричные и удлиненные с псевдогексагональной огранкой; элювий по гранитам, J_1-K_1 (г. Магнитогорск); *в* — хорошо окристаллизованный, высокодисперсный элювиальный каолинит, $P-N$ (Днепропетровская обл.); *г* — перетолженный каолинит, морская глина, P_2^3 (г. Тюмень); *д* — перетолженный каолинит, морская глина, J_3 (г. Реутов); *е* — трубчатые частицы галлузита, гидротермальная глина, N_1 (г. Берегово)

указывает на морфологические признаки монтмориллонита. По мере увеличения в минералах набухающих слоев (до 40 %) их частицы приобретают все более монтмориллонитовый облик (см. рис. 7, б).

Применению метода просвечивающей электронной микроскопии для диагностики глинистых минералов могут препятствовать такие факторы, как содержание растворимых солей (рис. 8, а), гипса (см. рис. 8, б), соединений гидроксида железа (см. рис. 8, в), органического вещества (см. рис. 8, г), а также присутствие в обменном комплексе изучаемых пород многовалентных катионов.

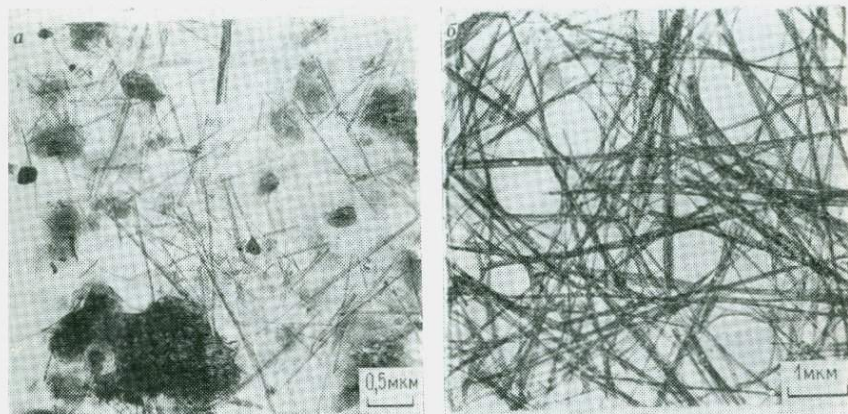


Рис. 6. Морфологические разновидности частиц глинистых минералов группы палыгорскита—сепиолита:

а — игольчатые частицы палыгорскита, морская глина, P_2^t (г. Горький); б — частицы сепиолита в виде тонких длинных пластинок, элювий по долеритам, Q_1 (г. Братск)

При хорошей сохранности кристаллографических очертаний глинистых частиц, наличии основных диагностических морфологических признаков и отсутствии факторов, искажающих электронно-микроскопическое изображение, метод ПЭМ позволяет проводить минералогическую идентификацию глинистых частиц. При благоприятных условиях эта диагностика может быть точной, но во многих случаях она является ориентировочной.

Электронно-зондовый рентгеноспектральный анализ. В начале 50-х годов в металлургии, затем и в других областях науки и техники, а позднее и в геологии стал широко применяться метод локального микроанализа, основанный на анализе рентгеновского излучения, полученного в результате бомбардировки образца породы быстролетающими электронами. Находящийся в приборе анализатор разлагает это излучение в спектр, в результате чего можно измерить длины волн исследуемых элементов и, сравнив их с эталонами, провести количественный анализ состава изучаемого вещества. Такие

исследования проводятся на серийных анализаторах, выпускаемых различными предприятиями СССР, Франции, США, Японии.

Для проведения анализа необходимо приготовить образец (аншлиф) или прозрачно-полированный шлиф, размеры которого не должны превышать 25×60 мм при толщине 8—10 мм. Поверхность образца не должна иметь рельефа, так как плохая полировка значительно затрудняет анализ. При этом размеры изучаемого минерала в образце должны быть не менее 5 мкм в диаметре.

Во время работы с помощью электронно-зондовой установки можно исследовать структуру поверхности образцов и распре-

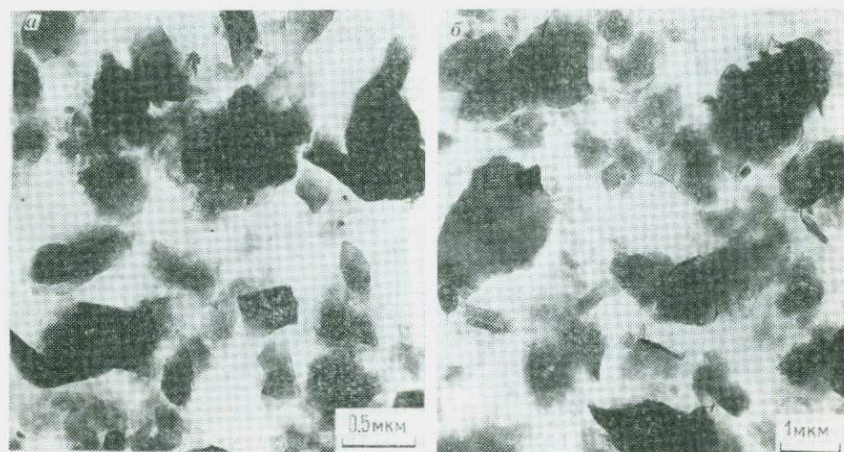


Рис. 7. Морфологические разновидности частиц, имеющих переходную форму: *а* — слюда-монтмориллонит (соотношение слоев 75:25); морская глина, PR₁ (Черновикская обл.); *б* — слюда-монтмориллонит (соотношение слоев 60:40); морская глина, K₁ (г. Саратов)

деление элементов на прямоугольной (квадратной) поверхности площадью от нескольких сотен до 25 тыс. мкм², используя увеличение на экране от $\times 300$ до $\times 5000$.

В зависимости от режима работы микрозонда изучение объекта можно проводить: 1) в рентгеновских лучах для получения как качественной картины распределения химических элементов в минерале, так и количественной характеристики в виде кривой на экране или на самописце (рис. 9, *б*, *в*); 2) выделение различных фаз, структур распада, зонального строения изучаемого минерала (см. рис. 9, *а*), наблюдая поверхность образца в обратнорассеянных (отраженных) и адсорбированных (поглощенных) электронах.

Электронно-зондовый метод позволяет решить ряд задач, относящихся к минералогии, петрологии, петрографии, грунтоведению и т. д., с помощью которых существенно расширяются

представления о составе и строении исследуемых минералов. К их числу относятся: определение химического состава; изучение стехиометричности состава; исследование явлений изоморфизма; изучение внутренней химической неоднородности и микрорастаний; исследование процессов диффузии различных элементов на контакте зерен изучаемых минералов и др.

Решение первых четырех задач дает возможность уточнить

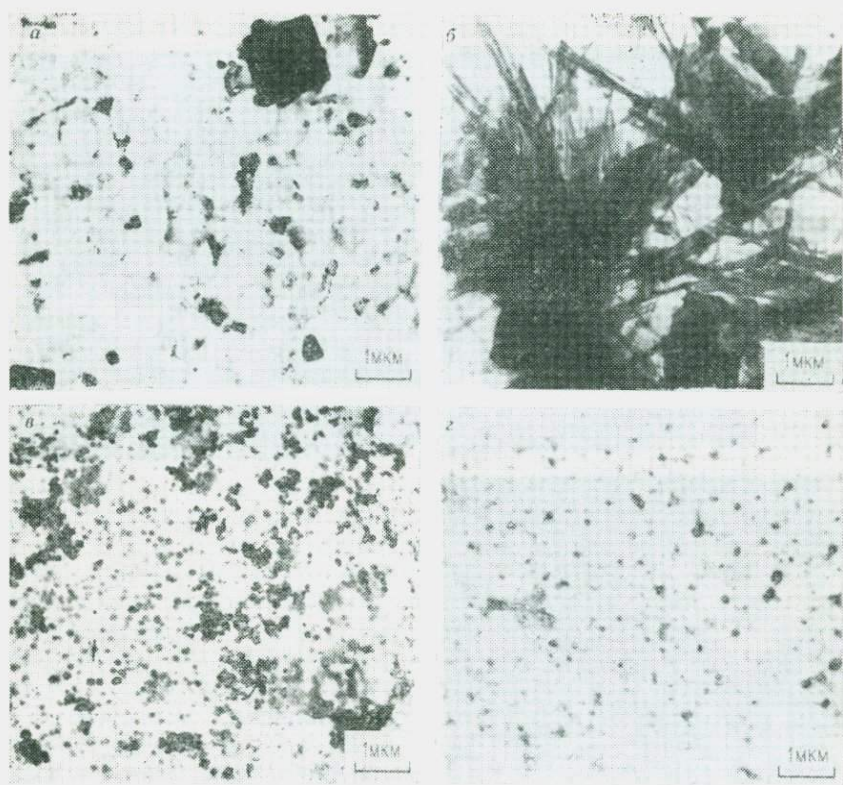


Рис. 8. Микроморфология неглинистых примесей:

а — микрокристаллы NaCl; *б* — гипс; *в* — соединения гидроксида железа; *г* — органическое вещество (гуминовая кислота)

взаимосвязи между составом и свойствами минералов. Изучение микрорастаний и диффузии, являющихся в какой-то мере показателями особенностей структуры породы, помогут решить вопросы, связанные с порядком, характером и условиями кристаллизации и перекристаллизации породы, и уточнить взаимосвязи между свойствами породы и ее преобразованиями в ходе литогенеза.

Рентгенофазовый анализ. Этот анализ является одним из самых совершенных методов определения минерального со-

става грунтов: с его помощью можно определить любые кристаллические вещества в их смеси. Широкое применение метода обусловлено и тем, что он позволяет, в частности, однозначно идентифицировать глинистые минералы в поликомпонентных смесях, чего не удастся сделать пока ни одним из других методов.

Высокая чувствительность и быстрота метода, а также возможность количественного определения и выявления новооб-

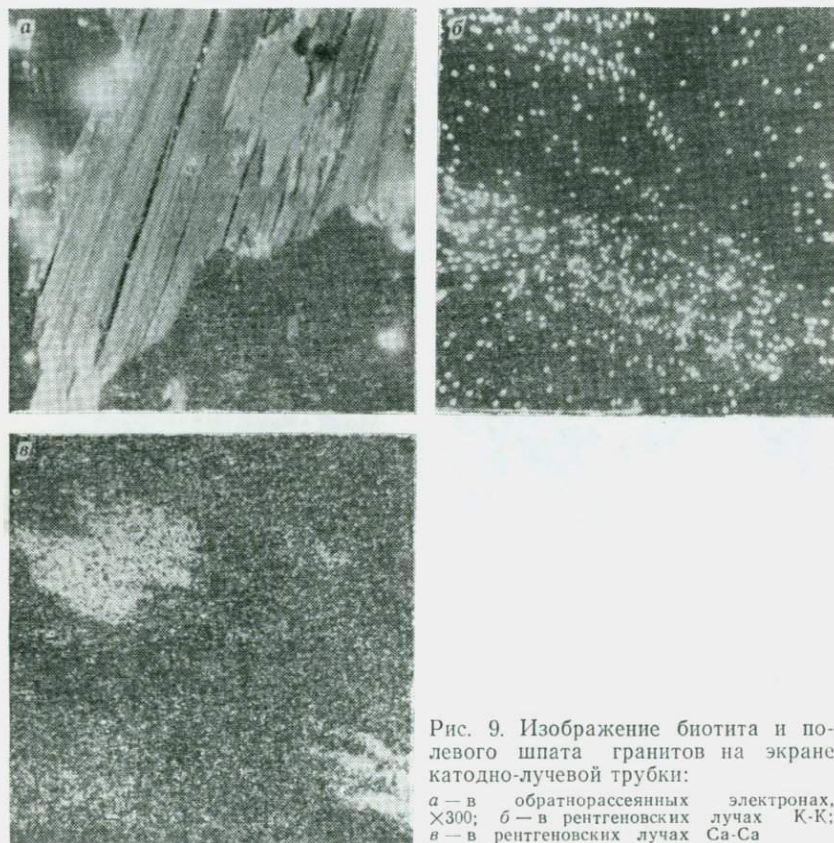


Рис. 9. Изображение биотита и полевого шпата гранитов на экране катодно-лучевой трубки:

а — в обратнорассеянных электронах, $\times 300$; *б* — в рентгеновских лучах К-К; *в* — в рентгеновских лучах Са-Са

разованных минералов существенно расширяют область его применения в инженерно-геологической практике и технической мелиорации грунтов.

В методах с применением рентгеновских лучей используют излучение с длиной волны, соизмеримой с межатомными расстояниями в веществе (0,07—0,23 нм). Кристаллическую решетку любого минерала можно представить как совокупность параллельных плоскостей атомов; ориентация плоскостей в пространстве задается индексами *hkl*. По отношению к рентгенов-

ским лучам кристалл играет роль дифракционной решетки с бесконечно большим числом рассеивающих центров.

Для того, чтобы плоскости атомов рассеивали лучи в одной фазе, разность хода луча между этими плоскостями должна быть кратной длине волны применяемого излучения, т. е. должно выполняться равенство Брэгга — Вульфа: $2d_{hkl}\sin\theta = n\lambda$ (где d_{hkl} — межплоскостное расстояние системы параллельных плоскостей hkl ; θ — угол падения рентгеновских лучей; n — целые числа, показывающие, сколько длин волн укладывается в разности хода лучей, «отраженных» соседними плоскостями; λ — длина волны применяемого излучения).

Отечественные дифрактометры общего назначения ДРОН-0,5, ДРОН-1 и ДРОН-2,0 обеспечивают высокую точность в измерении параметров изучаемого вещества в сочетании с относительной быстротой анализа. В настоящее время наша промышленность выпускает рентгеновские дифрактометры ДРОН-3,0 и ДРОН-УМ/1 с программным управлением процессом анализа и устройством для вывода информации в виде, пригодном для обработки на ЭВМ.

Подготовка образцов для исследования. Для фазового анализа на дифрактометре используется плоский препарат. Это или порошок, нанесенный на плоскую поверхность подложки, или прессованная таблетка. Препаратом может служить петрографический шлиф без покровного стекла или аншлиф. Способы приготовления порошковых препаратов подробно изложены в руководстве по рентгеновскому анализу минералов [39]. Если целью анализа является определение глинистых минералов, то чаще всего готовят их ориентированные препараты. Предварительно содержание глинистых минералов в исследуемой пробе повышают за счет отделения их от неглинистого (менее дисперсного) компонента грунта. Это достигается путем выделения из пробы фракции не крупнее 0,001 мм: многократным сливанием верхнего 7-сантиметрового столба водной суспензии через 22 ч после взмучивания пробы. Полученную суспензию осаждают в центрифуге или дают ей отстояться до образования густого осадка. Затем этот осадок пипеткой наносят на стеклянную или керамическую подложку круглой или прямоугольной формы (в зависимости от вида гониометрической приставки) и высушивают на воздухе. Для ускорения приготовления препаратов, не дожидаясь осаждения взвеси, можно отсасывать суспензию с помощью водоструйного насоса на керамическую подложку в специальных кассетах из оргстекла, которые нетрудно изготовить в любой лаборатории (рис. 10, а). Помимо повышения производительности, такой способ приготовления препаратов дает хорошую воспроизводимость результатов и позволяет получить дополнительную информацию о структуре минералов.

Необходимым условием получения достоверных результатов анализа является стандартизация приготовления препа-

ратов (размер подложки, концентрация суспензии и т. п.). Полезные рекомендации по выполнению этого требования содержатся в работах Н. М. Бреус и М. В. Куцыкович, В. В. Пономарева [35] и др.

Определение минералов. Идентификация кристаллического вещества в смеси сводится к определению его межплоскостных расстояний d_{hkl} и относительных интенсивностей I соответствующих отражений на дифрактограмме. Направления и интенсивности отражений от кристалла зависят от типа и размера его элементарной ячейки и расположения в ней атомов, т. е. характеризуют структуру вещества. Измерив на ди-

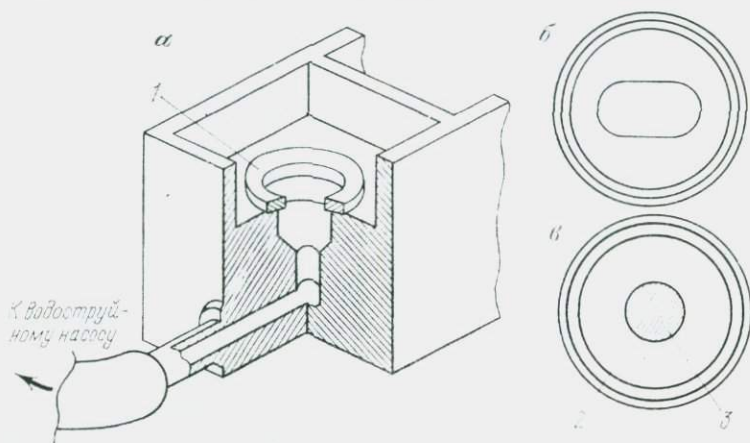


Рис. 10. Приспособления, сокращающие время приготовления препаратов глинистых минералов для дифрактометрической съемки:

a — ячейка кассеты для приготовления препаратов путем отсаживания суспензии на керамическую подложку; *б* — держатель образца для съемки ориентированных препаратов методом «на просвет»; *в* — держатель образца в методе внешнего эталона. 1 — уплотнительная прокладка; 2 — кювета; 3 — металлический стержень

фрактограмме углы θ , при которых выполняется условие Брэгга — Вульфа, и зная длину волны λ применяемого при съемке излучения, по таблицам межплоскостных расстояний [5] находят значения межплоскостных расстояний d/n для каждого отражения. Определение минералов сводится к сопоставлению полученных величин d/n и I с эталонными значениями из справочников, наиболее полным из которых является «Рентгенометрическая картотека», издававшаяся Американским обществом по испытанию материалов (ASTM) и Объединенным комитетом порошковых дифракционных стандартов (ICPDS). Для облегчения идентификации картотека снабжена ключом, в котором для каждого вещества отобраны по 3—8 наиболее характерных межплоскостных расстояний с большой интенсивностью соответствующих им рефлексов.

При выборе условий съемки рекомендуется ознакомиться со специальными исследованиями по влиянию различных факторов

на качество дифрактограмм и точность измерения межплоскостных расстояний и интенсивностей [35].

Ниже приведены межплоскостные расстояния d_{hkl} и интенсивности I соответствующих им отражений для неглинистых минералов, часто встречающихся в грунтах:

Минералы	d_{hkl} , 10^{-1} нм					
Гейландит	8,81 _x	5,11 ₄	4,67 ₅	3,97 ₉	3,42 ₃	2,96 ₆ *
Гипс	7,56 _x	4,27 ₄	3,79 ₁	3,06 ₃	2,86 ₃	2,68 ₂
Лепидокрокит	6,27 _x	3,29 ₆	2,47 ₃	1,94 ₃	1,85 ₁	
Бемит	6,13 _x	3,16 ₅	2,34 ₄	1,86 ₂		
Мирабилит	5,50 _x	4,80 ₄	4,33 ₁	3,22 ₅	3,10 ₅	
Гидраргиллит	4,85 _x	4,37 ₄	4,31 ₂	3,31 ₁	2,38 ₂	
Диаспор	3,98 _x	4,71 ₁	2,55 ₂	2,31 ₄	2,08 ₅	
Тридимит	4,30 _x	4,06 ₃	3,81 ₂	2,96 ₂	2,49 ₃	
Эпсомит	4,22 _x	5,9 ₃	5,3 ₃	2,96 ₃	2,66 ₃	
Гетит	4,18 _x	4,98 ₁	3,38 ₁	2,69 ₃	2,45 ₂	
Кристаллит	4,04 _x	3,14 ₁	2,85 ₁	2,49 ₂		
Ранкиннит	3,76 _x	4,39 ₁	4,04 ₅	3,15 ₉	2,68 ₉	
Ангидрит	3,50 _x	2,85 ₃	2,33 ₂	2,21 ₂	1,87 ₁	
Анальцим	3,43 _x	5,61 ₅	4,92 ₂	2,92 ₆	2,51 ₃	
Арагонит	3,40 _x	3,27 ₅	2,73 ₁	2,70 ₄	2,48 ₃	
Муллит	3,39 _x	5,39 ₅	3,77 ₁	3,43 ₉	2,89 ₂	2,69 ₄
Гиролит	3,36 _x	9,60 ₂	4,24 ₄	3,84 ₂	3,15 ₃	2,85 ₁
Кварц	3,34 _x	4,26 ₃	2,46 ₁	2,28 ₁	1,82 ₂	
Ортоклаз	3,31 _x	4,22 ₅	3,94 ₂	3,78 ₄	3,47 ₃	3,28 ₆ ; 3,24 ₅
Микроклин	3,25 _x	4,21 ₆	3,83 ₃	3,48 ₃	3,36 ₄	3,29 ₅
Плагиоклазы	(3,19—3,21) _x	(6,40—6,42) ₁	(4,03—4,04) ₄			
	3,78 ₂	(3,62—3,63) ₂				
Ярозит	3,07 _x	5,93 ₇	5,70 ₅	5,09 ₈	3,11 ₈	
Кальцит	3,03 _x	3,86 ₁	2,49 ₁	2,28 ₄	2,10 ₂	
Алюминат	2,97 _x	4,66 ₈	2,52 ₉	2,41 ₇	2,20 ₆	
Доломит	2,89 _x	2,67 ₁	2,40 ₁	2,19 ₃		
Геленит	2,85 _x	4,24 ₁	3,71 ₃	3,07 ₂	2,73 ₁	2,53 ₁
Тенардит	2,82 _x	4,62 ₄	3,10 ₄	2,63 ₂	2,31 ₂	
Сфвиллит	2,82 _x	6,53 ₃	5,05 ₆	3,70 ₅	3,16 ₇	
Сидерит	2,79 _x	3,59 ₂	2,13 ₂	1,74 ₂	1,72 ₂	
Ларнит	2,79 _x	2,88 ₄	2,74 ₉	2,61 ₂	2,19 ₁	
Гематит	2,69 _x	3,67 ₃	2,51 ₇	2,20 ₂	1,84 ₃	
Портландит	2,63 _x	4,93 ₅	3,11 ₃	1,92 ₅	1,79 ₄	
Магнетит	2,53 _x	4,85 ₁	2,97 ₃	2,10 ₂	1,62 ₂	
Сильвин	2,22 _x	3,16 ₇	1,82 ₆	1,57 ₃		
Галит	1,99 _x	3,25 ₂	2,81 ₈	1,62 ₆		
Флюорит	1,93 _x	3,17 ₅	1,64 ₂			
Алузит	1,90 _x	5,0 ₂	3,51 ₃	3,01 ₈	2,29 ₇	
Пирит	1,63 _x	3,13 ₃	2,71 ₈	2,42 ₆	2,21 ₅	

* Индексы обозначают относительную интенсивность отражений в десятых долях единицы; x — линия максимальной интенсивности.

Для каждого минерала приведено несколько наиболее интенсивных диагностических отражений в интервале съемки, используемой для определения глинистых минералов ($d \geq 0,15$ нм); минералы расположены в порядке убывания значений межплоскостных расстояний, характеризующихся максимальной интенсивностью.

Диагностика глинистых минералов чаще всего проводится по отражениям от их базальных плоскостей при съемке ориен-

тированных препаратов. На дифрактограммах фиксируются рефлексы базальных отражений первого порядка (обычно наиболее интенсивные) и рефлексы отражений более высоких порядков, отвечающие $n=2, 3, 4 \dots$ в формуле Брэгга — Вульфа.

Для уверенной диагностики глинистых минералов, у которых значения d_{001} совпадают, используют селективное отношение отдельных минералов к термической обработке и насыщению органическими жидкостями, основанное на особенностях строения их кристаллической решетки. Поэтому при изучении глинистых минералов один образец снимают три раза: в воздушно-сухом состоянии, после насыщения глицерином или этиленгликолем и после прогревания в течение 1,5—2 ч при температуре 550—580 °С. Для выявления минералов каолинитовой группы в присутствии хлоритов образец обрабатывают теплой 10 %-ной HCl, в которой высокодисперсные триоктаэдрические хлориты растворяются.

Так как видовой состав наиболее распространенных в грунтах глинистых минералов сравнительно невелик, то для их диагностики можно пользоваться данными табл. 5.

Диагностике смешаннослойных образований различного состава посвящены специальные исследования В. А. Дрица, Б. А. Сахарова [10] и Б. П. Градусова. Существует также немало методических приемов, применяемых при качественном рентгенофазовом анализе. Некоторые из них целесообразно привести.

Для уверенного определения палыгорскита в присутствии гидрослюд, гидратированного галлуазита или смешаннослойных образований с преобладанием слюдистых пакетов рекомен-

Т а б л и ц а 5

Значения отражений первого порядка основных глинистых минералов

Минералы	$d_{hkl}, 10^{-1}$ нм		
	в воздушно-сухих образцах	после насыщения глицерином	после прогревания при температуре 550 °С
Гидрослюды, глауконит	9,9—10,1	9,9—10,0	9,9—10,0
Монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, сапонит, волконскоит	12,6—15,4	17,8	9,6—9,8
Вермикулит (Mg-форма)	14,2	14,2—14,4	9,8—10,0
Хлориты	14,0—14,3	14,0—14,3	13,6—14,2
Разбухающие хлориты	14,1—14,4	17,8	13,6—14,0
Каолинит, диккит, накрит	7,1—7,2	7,1—7,2	Отражений нет
Галлуазит	7,2—7,5	11,0	То же
Антигорит, хризотил	7,25—7,4	7,25—7,4	Уменьшение интенсивности
Палыгорскит	10,5	10,5	10,2—10,4
Сепиолит	12,1	12,1	(размытая линия) 12,0—12,1 (размытая линия)

дуются применять съемку ориентированных препаратов «на просвет». В этом случае базальные плоскости слоистых глинистых минералов, ориентированные строго перпендикулярно к пучку рентгеновых лучей, не дадут отражений, в то время как положение рефлекса 110 палыгорскита ($d=1,05$ нм) не изменится. Съемка ориентированных препаратов «на просвет» в большинстве случаев позволяет также определить хлорит в присутствии каолинита или вермикулита без химической или термической обработки образца, а также политипные модификации глинистых минералов. Однако получение строго ориентированных препаратов, которые можно снимать без подложки, весьма трудоемко. Можно рекомендовать более простой способ приготовления таких препаратов при работе с приставкой ГП-3. В кювете стандартных размеров, изготовленной из органического стекла, делается сквозной вырез, заклеиваемый с одной стороны липкой лентой (см. рис. 10, б). В полученное таким образом углубление заливается суспензия, после высыхания которой образуется ровный слой глинистых частиц, ориентированных параллельно подложке из ленты. Такой препарат можно снимать и «на просвет», и «на отражение». Кювету применяют и для съемки препаратов с заданной влажностью, для этого после заполнения углубления пастой определенной влажности заклеивают лентой и другую сторону выреза [31].

Количественный рентгенофазовый анализ. К количественной оценке минералов следует приступать лишь после полной идентификации всех фаз, входящих в состав исследуемого образца. Количественное содержание минералов определяют путем сравнительной оценки дифракционных максимумов на диаграмме. Интенсивность их зависит от концентрации каждого минерала, однако эта зависимость не является линейной, так как на интенсивность отражения, помимо концентрации данной фазы, влияет коэффициент поглощения рентгеновских лучей всем образцом, зависящий от концентрации всех фаз (минералов).

Теоретические основы количественного рентгенофазового анализа и существующие методы его проведения изложены в специальной литературе [35, 39]. В этих работах описаны преимущества и недостатки каждого метода. Остановимся на одном из самых быстрых методов, применяемом для количественного определения неглинистых минералов грунтов — методе внешнего эталона. В нем используется специальный держатель образца, представляющий собой круглое углубление в органическом стекле, заполняемое порошком анализируемой пробы, в центре которого запрессован металлический стержень (см. рис. 10, в). При облучении он дает несколько интенсивных линий и является эталоном, внешним по отношению к пробе.

Сущность метода состоит в том, что содержание искомой фазы x_1 пропорционально отношению интенсивностей этой фазы I_1 и эталона I_0 , т. е. $I_1/I_0 = cx_1$ (где c — постоянная величина).

Приготовив несколько (не менее трех) искусственных смесей с различными концентрациями минералов, снимают эти смеси, получая различные значения отношений интенсивностей выбранных линий минералов и эталона. По результатам съемки для каждого минерала строят графики в координатах концентрация — отношение интенсивностей. На рис. 11 приведены примеры графиков для определения содержания некоторых минералов по отношению интенсивностей аналитических линий минералов и стержня из титанистой стали, служащего внешним эталоном (интенсивные линии 0,235 и 0,225 нм).

Глинистые минералы — один из наиболее сложных объектов количественного анализа. Непостоянство химического состава

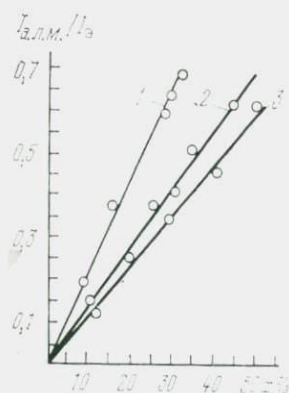


Рис. 11. Градуировочные графики для определения содержания x кальцита (1), кварца (2), альбита (3) по отношению интенсивностей аналитических линий $I_{a.l.m.}$ минералов к интенсивности аналитической линии внешнего эталона I_a

минералов одного типа, широко развитый изоморфизм, структурные дефекты и различная дисперсность создают специфические трудности при их анализе в смеси при помощи градуировочных графиков. К тому же при приготовлении препаратов прессованием трудно избежать преимущественной ориентации глинистых частиц, что также приводит к искажению истинных значений отношений интенсивностей. Если все же возникает необходимость точного определения содержания в образце отдельных глинистых минералов, то используется метод эталона с многократными повторениями и приготовлением препаратов с максимальной разориентацией частиц. Однако и с такими ограничениями калибровочные графики должны быть построены для индивидуальных глинистых минералов, состав, структура и степень окристаллизованности которых наиболее близки к анализируемым минералам.

Часто в практике инженерно-геологических исследований нет необходимости

в точном определении абсолютных концентраций в грунте того или иного минерала. Гораздо важнее знать, как изменяется содержание какого-либо минерала по площади или разрезу отложений. Это помогает объяснить изменение свойств отложений, а в ряде случаев и прогнозировать их.

Так как для пород определенного стратиграфического горизонта в пределах одного района трудно предположить значительное различие в происхождении или структуре однотипных глинистых минералов, не должно быть больших отличий и в их рентгеноструктурной характеристике: отношения интенсивностей отражений от одинаковых плоскостей будут определяться лишь числом облучаемых плоскостей, т. е. концентрацией гли-

нистого минерала. Если вывести значения коэффициентов для отношений интенсивностей базальных отражений различных минералов при равной их концентрации, то анализ смесей сводится к простому подсчету интенсивностей соответствующих отражений на дифрактограмме. Важной особенностью этого (по сути полуколичественного) анализа является то, что эталонами служат сами определяемые минералы. Основные требования при проведении определений — максимальная стандартизация приготовления препаратов и неизменность условий съемки.

Вначале записывают дифрактограммы воздушно-сухого и насыщенного глицерином образца. Затем его прогревают в течение полутора часов при температуре 300 °С и снимают его в пределах 1,5—0,7 нм. Интенсивность 0,7 нм пика фиксирует общее содержание хлорита и каолинита, интенсивность 1,0 нм пика обезвоженного образца — общее содержание гидрослюды, монтмориллонита, вермикулита и смешаннослойных образований слюда-монтмориллонитового состава. Измеренные интенсивности этих отражений делят на коэффициенты, учитывающие различие «дифракционной способности» 0,7 и 1,0 нм минералов. По скорректированным величинам интенсивностей 0,7 и 1,0 нм рефлексов определяют содержание минералов, характеризующихся на дифрактограмме прогретого до 300 °С образца этими отражениями. Сравнивая интенсивности 1,0 нм отражения на дифрактограммах насыщенного глицерином и прогретого до 300 °С образца, определяют содержание гидрослюды. Количество монтмориллонита определяют по приведенной интенсивности 1,77 нм отражения на дифрактограмме насыщенного глицерином образца; смешаннослойных слюда-монтмориллонитового состава — по разности интенсивностей 1,0 нм отражения прогретого образца и суммарной интенсивности гидрослюды и монтмориллонита. Для определения содержания вермикулита в присутствии монтмориллонита и хлорита используют разность интенсивностей 1,4 нм отражения на дифрактограммах насыщенного глицерином и прогретого до 300 °С препаратов. Количество хлорита можно определить, сравнивая интенсивности 1,4 и 1,0 нм рефлексов дифрактограммы прогретого образца, предварительно разделив величину интенсивности 1,4 нм рефлекса на коэффициент, полученный при съемке эталонной смеси. Для контроля используют отражение 002 каолинита и 004 хлорита (0,356—0,357 и 0,352—0,354 нм соответственно); по интенсивностям этих отражений определяют раздельное содержание в образце каолинита и хлорита.

В качестве примера рентгенографического определения содержания глинистых минералов приведены результаты анализа состава фракции мельче 0,001 мм, выделенной из донных отложений Черного моря (рис. 12). В подсчетах использованы коэффициенты для приведения интенсивностей базальных отражений первого порядка различных глинистых минералов к интенсивности отражения 001 гидрослюды, полученные экспериментально

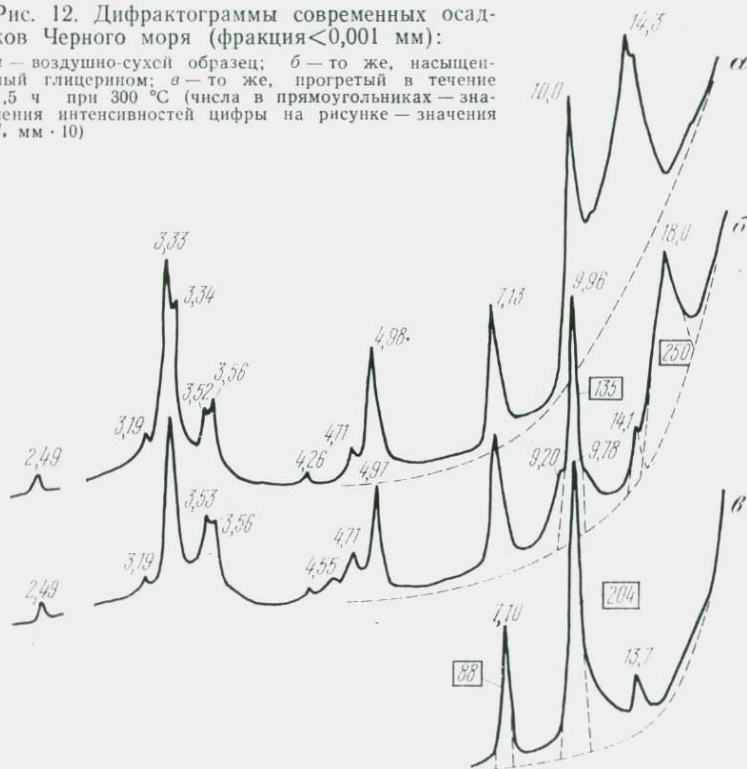
при съемке этих минералов с гидрослюдой в отношении 1:1. Эталонами служили минералы из месторождений Черкасской области УССР.

Минералы	$K = \frac{I_{001\text{мин}}}{I_{001\text{гидросл.}}}$
Гидрослюда	1,0
Монтмориллонит	3,9
Каолинит	2,2
Хлорит	1,5

В составе исследуемой фракции есть гидрослюда (отражения 1,0; 0,498; 0,333; 0,249 нм на дифрактограмме воздушно-су-

Рис. 12. Дифрактограммы современных осадков Черного моря (фракция <0,001 мм):

a — воздушно-сухой образец; *b* — то же, насыщенный глицерином; *в* — то же, прогретый в течение 1,5 ч при 300 °С (числа в прямоугольниках — значения интенсивностей цифры на рисунке — значения *d*, мм · 10)



хого образца, не изменяющем своего положения после обработки глицерином), каолинит (отражения 0,713; 0,356 нм), хлорит (отражения 1,41; 0,713; 0,471; 0,352 нм). Отражение 1,43 нм на дифрактограмме воздушно-сухого образца, увеличивающееся до 1,8 нм после насыщения глицерином, принадлежит, на первый взгляд, монтмориллониту. Однако асимметрия 1,8 нм рефлекса с более пологой и короткой ветвью, появление отражений 0,92; 0,455 нм и отсутствие отражений более высоких порядков, уменьшение межплоскостного расстояния до 0,978 нм после

обезвоживания образца свидетельствуют о том, что эта фаза является смешаннослойным образованием слюда-монтмориллонитового состава. Отражение 0,92 нм на дифрактограмме насыщенного глицерином образца является результатом наложения отражения 001 слюды ($d_{001}=1,0$ нм) и 002 монтмориллонита ($d_{001}=1,77$ нм). Очевидно, что с увеличением содержания в составе смешаннослойных образований слюдистых пакетов значение отражения 001 слюды/002 монтмориллонита будет стремиться к 1,0 нм; если состав смешаннослойных близок к монтмориллониту, на дифрактограмме должно фиксироваться отражение, близкое к d_{002} монтмориллонита, т. е. к 0,885 нм.

Расчитанные значения отражений 001 слюды/002 монтмориллонита для любого соотношения слоев (пакетов) приводятся в работе [10]. При массовых определениях рекомендуется пользоваться графиками, приведенными в этой работе. Величина 0,92 нм соответствует отражению 001/002 смешаннослойного образования, состоящего на 35 % из слюдистых и на 65 % из монтмориллонитовых пакетов. В составе фракции в небольших количествах присутствуют дисперсные кварц (отражения 0,426 и 0,334 нм) и полевой шпат (отражение 0,319 нм).

После установления качественного состава фракции можно перейти к подсчету количества составляющих ее глинистых минералов. Интегральная интенсивность отражений оценивалась путем измерения их площадей на дифрактограммах над плавной линией фона. Площадь 1,0 нм пика образца, прогретого до 300 °С, составляет 204 мм², а 0,7 нм пика — 88 мм². Приведенное значение интенсивности 0,7 нм пика $88/2,2=40$ мм², т. е. суммарное содержание каолинита К и хлорита Х равно $K+X=[40/(40+204)] \cdot 100 \% = 16 \%$. По соотношению интенсивностей отражений 002 каолинита ($d_{002}=0,356$ нм) и 004 хлорита ($d_{004}=0,352$ нм) определяем содержание $K=9 \%$ и $X=7 \%$. Площадь 1,0 нм пика на дифрактограмме насыщенного глицерином образца составляет 135 мм², а содержание гидрослюда $\Gamma = \frac{135}{204} \times (100-16) \% = 56 \%$. Интенсивность 1,8 нм пика соответствует 250 мм², приведенная — $250/3,9=64$ мм² (при небольшом содержании слюдистых пакетов коэффициент, уравнивающий интенсивности, принят как для монтмориллонита); содержание смешаннослойных образований $CO = (64/204) \cdot (100-16) \% = 27 \%$. Количество смешаннослойных можно определить, вычитая из 100 % содержание ранее определенных минералов: $CO = 100 \% - (K+X+\Gamma) = 100 \% - (9+7+56) = 28 \%$. В целом состав глинистых минералов исследованной фракции осадков Черного моря выглядит так (в %): гидрослюда 56, смешаннослойные образования слюда-монтмориллонитового состава 28, каолинит 9, хлорит 7.

Термический метод. Определение состава горных пород с помощью термического анализа основано на изучении превращений, происходящих при нагревании или охлаждении испытуе-

мых образцов. При нагревании в породах возникают различные физико-химические и химические процессы (испарение, диссоциация, разложение, окисление и восстановление, плавление и затвердевание), в результате которых происходят дегидратация минералов с удалением различных видов воды, разрушение их кристаллической решетки, перестройка структуры, образование новых минералов. Об этих процессах можно судить, регистрируя с помощью специальной аппаратуры изменения параметров образца (температуры, массы, объема, электропроводности). Запись результатов анализов производится в виде кривых, характерный облик которых дает основание судить о составе и структуре вещества.

Для определения состава горных пород и минералов чаще всего используют модификации термического анализа, связанные с регистрацией изменений температуры (дифференциально-термический анализ ДТА) или массы (термогравиметрический анализ ТГ) образца.

Аппаратура для термического анализа минералов и горных пород. Все термические установки состоят в основном из нагревательной печи; тиглей; измерителей температуры печи, образца, разности температур образца и эталона, а также потенциала регуляторов, обеспечивающих нагрев по заданной программе; самописца или фотобарабана — регистраторов термических кривых.

Успехи, достигнутые в области усовершенствования аппаратуры для термического анализа, позволяют проводить термографические исследования в диапазоне температур от -190 до $+3000$ °С, изменять скорость нагревания от $0,1$ до 300 °С в минуту, автоматически регистрировать термические кривые в воздушной атмосфере, в различных газовых средах или в динамическом газовом потоке, в вакууме или под давлением.

В практике геолого-минералогических исследований при проведении дифференциально-термического анализа используются различные устройства: от модернизированных пирометров Курнакова (ПК-52, ПК-55, ФПК-60) и установки для скоростного анализа (ТП-1), позволяющих получать только две кривые ДТА и Т (кривая потери массы), до более сложных серийных приборов (УТА-1, ТУ-1 и ТУ-1М). Установки для термогравиметрического анализа УТА-1 и ТУ-1М с рабочим интервалом температур $20-1100$ °С дают возможность получать на одной термодиаграмме, но из двух разных навесок кривые ДТА, Т и ТГ (интегральную кривую потери массы). Они отличаются малыми габаритами и простотой в работе, дают возможность проводить анализы из малых навесок от 2 до 100 мг и с большой скоростью нагревания $67-70$ °С в минуту.

В наиболее совершенных установках вместе с кривыми ДТА, Т и ТГ автоматически записывается кривая ДТГ (дифференциальная кривая потери массы). Одним из таких приборов является дериватограф (Венгрия) в модификации ОД-102М. Схема

этого устройства и принцип его работы приведены в разд. 2.3 (см. рис. 17). Запись кривой ДТГ, способ замера температур, позволяющих получать усредненную температуру по всему объему образца, переменная чувствительность весов (0,2—20 мг), широкий диапазон скоростей нагревания (0,5—40 °С) — все эти особенности дериватографа значительно расширяют возможности решения задач, связанных с определением минерального состава и количественного содержания различных компонентов пород. Кроме того, установка снабжена приспособлением для регистрации изменения объема образца при нагревании.

Правильная подготовка образцов в значительной степени определяет точность результатов термографических исследований. Термический анализ проводится на образцах, измельченных до порошка. Степень и способ дробления образца имеет большое значение, так как в результате растирания у многих минералов уменьшается степень совершенства, разрушается структура, появляется аморфный компонент. При исследовании минералов, в которых нет легко окисляющихся элементов (например, Fe, Mn или др.), при растирании переходящих из низшей валентности в высшую, а также гидроксильной воды пробу истирают до пудры (0,005 мм), так как структура минерала при этом не меняется. В противном случае измельчать пробу следует очень осторожно и непродолжительное время.

При длительном растирании глинистых минералов (особенно из группы каолинита, слюд, серпентина, гипса и др.) они частично или полностью изменяют свою структуру и физико-химические свойства, теряя гидроксильную воду и приобретая адсорбционно-связанную. Это может исказить облик термограммы за счет понижения температур эндотермических эффектов, уменьшения амплитуд или полного исчезновения пиков, связанных с удалением гидроксильной воды, увеличения или появления пиков, показывающих наличие адсорбционно-связанной воды, и в конечном счете привести к неверным выводам и неправильной диагностике.

При подготовке к анализу крупнокристаллические слюды следует измельчать. Предварительная подготовка глинистых пород к термическому анализу аналогична подготовке к рентгеновскому и электронно-микроскопическому анализам. Она предусматривает растирание пород в фарфоровой ступке, обработку перекисью водорода при необходимости удаления органического вещества, отмучивание глинистой фракции для увеличения концентрации исследуемого вещества.

Дифференциально-термический анализ. Основными элементами установки для дифференциально-термического анализа являются печь, две термопары, рабочие спаи которых вводят в одинаковые платиновые или корундовые тигли с испытуемым и термоинертным веществом и соединяют так, что возникающие в них токи направлены навстречу друг другу. Свободные концы термопар подсоединяются к чувствительному

гальванометру, световой сигнал которого записывает на бумаге кривую, показывающую разницу температур испытуемого образца и эталона при изменении температуры печи. Термопара, введенная в тигель с образцом, замыкается параллельно еще на один гальванометр, предназначенный для регистрации температуры образца. Эта температурная кривая используется для расчета градуировочной шкалы в установках без автоматического отсчета температур и для привязки любой точки на кривой ДТА к шкале температур. При отсутствии изменений в образце при нагревании температура в нем и в эталоне будет одинакова, ток в цепи термопар не возникнет и световой сигнал гальванометра выпишет прямой отрезок на кривой ДТА, параллельный оси абсцисс. В случае возникновения в образце реакции, идущей с выделением или поглощением тепла, в цепи термопар появится ток, и кривая отразит эту разность температур, отклонившись вверх или вниз от прежнего положения, выписывая эндо- или экзотермические пики.

Наличие пиков различных знаков, их чередование, приуроченность к определенным температурным интервалам ($T_0 - T_1$), амплитуды A , площади S и форма пиков, индекс формы ($BD - DE$) — вот те параметры кривых (рис. 13), которые позволяют не только судить о физических и химических превращениях образца при нагревании, но и диагностировать неизвестное вещество путем идентификации его с помощью сводных таблиц и атласов эталонных термограмм, помещенных в справочниках [14].

Метод дифференциально-термического анализа может быть применен для определения количественного содержания минерала в породе. Он основан на зависимости между величиной термического эффекта и массой термоактивного компонента. При этом используют площадь, амплитуду и интервал температур термического эффекта. Г. О. Пилоян [14] получил формулу, связывающую площадь термического эффекта с массой исследуемого вещества. Измерение площадей пиков на термограммах (с помощью планиметра или палетки) — трудоемкий и достаточно сложный процесс. Кроме того, величина площади зависит от многих факторов, влияние которых не исключается даже если обеспечена тождественность условий опыта, например, степени совершенства структуры минерала, его дисперсности, изоморфных замещений.

Удовлетворительные результаты количественного определения на основе метода ДТА разработаны для карбонатов с точностью 3—5%. Методы количественного определения глинистых минералов в смеси с помощью кривой ДТА разработаны слабо, так как у большинства из них тепловые эффекты приурочены к близким температурным интервалам и в результате взаимного наложения пиков маскируются минералы, содержащиеся в небольших количествах.

Более точные данные могут быть получены с помощью другого метода термического анализа — термогравиметрического.

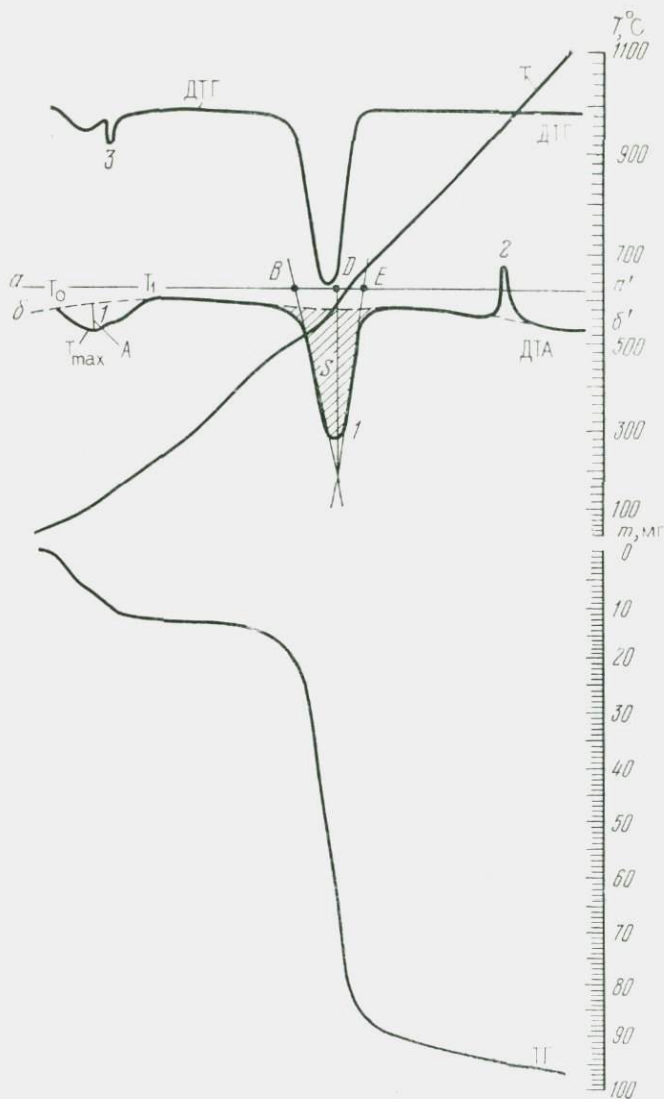


Рис. 13. Термогравитогамма каолинита в воздушно-сухом состоянии с геометрическими элементами кривой ДТА:

Т, ТГ, ДТГ — соответственно кривые температуры в образце, изменения массы, дифференциальная термогравиметрическая. 1—3 — эффекты (1 — эндотермические, 2 — экзотермические, 3 — примесь гипса). aa' , bb' — нулевая и базисная линии. T_0 , T_1 , T_{\max} — соответственно начальная, окончательная и максимальная температуры термического эффекта. S , A , BD/DE — соответственно площадь, амплитуда и индекс формы термического эффекта

Термогравиметрический анализ. Некоторые тепловые превращения в минералах сопровождаются изменением массы (диссоциация, дегидратация, окисление). Современные приборы для термического анализа позволяют регистрировать не только температуру образца (кривая T) и разницу температур испытуемого образца и эталона, но и потерю массы образцом в процессе нагревания. С помощью этих приборов получают простые (интегральные) кривые ТГ потери массы во время нагревания.

В приборах для термогравиметрического анализа термопара, спай которой входит в тигель с образцом, укреплен на коромысле весов, и регистрация кривых ДТА и ТГ осуществляется одновременно на одном и том же листе фотобумаги или ленте самописца.

Многие минералы имеют характерные формы кривых потери массы, что используется для диагностики минералов путем сравнения с кривыми ТГ эталонных минералов. По данным термогравиметрического анализа в сочетании с ДТА можно не только диагностировать присутствующие в образце вещества, но и делать количественные сопоставления содержания этого или иного компонента, руководствуясь величиной потери массы в соответствующей области температур. Зная формулу диагностированных минералов, по потере массы рассчитывают их содержание в смеси.

Для быстрого определения содержания карбонатов или отдельных окислов в образце можно использовать табл. 6, составленную В. П. Ивановой [14]. Для определения содержания в пробе Ca-Mg-карбонатов или отдельных окислов, входящих в эти карбонаты, следует процентное содержание компонента (горизонтальная строка) умножить на соответствующий коэффициент, который находится в одной строке с искомым компо-

Таблица 6

Содержание карбонатов и окислов в образце

Компонент	Коэффициенты для компонентов					
	CO ₂	CaO	MgO	CaCO ₃	MgCO ₃	MgCO ₃ ·CaCO ₃
Кальцит						
CaCO ₃	2,276	1,783	2,480	—	1,187	0,542
CaO	1,274	—	1,391	0,560	0,665	0,304
CO ₂	—	0,785	1,092	0,439	0,522	0,238
Магнезит						
MgCO ₃	1,917	1,503	2,092	0,842	—	0,456
MgO	0,916	1,719	—	0,403	0,478	0,219
CO ₂	—	0,785	1,092	0,439	0,522	0,238
Доломит						
MgCO ₃ ·CaCO ₃	2,096	3,287	4,575	1,842	2,187	—
CaO	1,274	—	1,391	0,563	0,665	0,304
MgO	0,916	0,719	—	0,403	0,478	0,218
CO ₂	—	0,785	2,182	0,879	0,440	0,477

нением. Например, по кривой ТГ определено 10 % выделившегося CO_2 , а по кривой ДТА установлено, что карбонат является кальцитом. Умножая на соответствующий коэффициент, равный 2,276, получаем 22,76 %.

Кривые ТГ недостаточно четко фиксируют небольшие изменения в массе, плохо расчлняют процессы, протекающие в близких интервалах температур, поэтому расчетным путем или с помощью автоматической записи получают дифференциальные кривые потери массы — ДТГ, где отмечается разность потери массы между последующей и предыдущей точками в зависимости от температуры. Кривая ДТГ, являющаяся производной от кривой потери массы ТГ, характеризует изменение скорости потери массы при тех или иных температурных превращениях в образце. Эта кривая повторяет все пики кривой ДТА, соответствующие процессам, происходящим с потерей массы, и не фиксирует изменений, вызванных преобразованием структуры вещества. Сравнивая характер кривых ДТА и ДТГ, можно выделить пики, связанные с химическими процессами, идущими с изменениями состава вещества, и физическими, обусловленными только перестройкой структуры или изменением состояния породы. Пики, записанные на кривой ДТГ, благодаря ее высокой чувствительности имеют более резкие контуры и четкие перегибы, поэтому температурные интервалы того или иного процесса на термограмме следует определять с помощью кривой ДТГ (см. рис. 13). Кроме того, эта особенность кривой позволяет фиксировать температурные интервалы процессов, происходящих с малой потерей массы, и более точно определять их границы на кривой ТГ. Ряд изменений, происходящих в одном температурном интервале или в близких интервалах, особенно при малом содержании какого-либо компонента в смеси, могут или совсем не фиксироваться кривыми ДТА и ТГ, или представлять трудности при их разграничении. Кривая ДТГ и в этом случае помогает диагностировать компоненты и определять их количественное соотношение. На рис. 13 небольшое содержание гипса (около 1 %) не отмечается на кривых ДТА и ТГ, но его присутствие очень хорошо заметно на кривой ДТГ.

Факторы, влияющие на характер термограмм. Характер термограмм исследуемых образцов зависит, с одной стороны, от свойств самого вещества, а с другой — от экспериментальных условий их получения. К свойствам вещества, влияющим на характер термограмм, относятся состав, структура и степень ее совершенства, кристалличность, дисперсность, изоморфные замещения.

На геометрическую форму термограмм влияют некоторые экспериментальные факторы, среди которых: скорость нагревания, величина навески, чувствительность гальванометров в цепи термопар, форма и материал тиглей, плотность вещества в тигле, центрировка термопар, свойства эталона, положение спая термопары в образце и эталоне, качество сварки спаев термопары

и их размер, степень истирания образца, изменение объема изучаемого минерала в процессе нагревания за счет усадки или спекания, нарушающих контакт между образцом и стенками тигля. Все эти факторы, влияющие на интенсивность термических реакций и соответственно на геометрическую форму кривых ДТА и ДТГ, находятся в тесной взаимосвязи и должны быть приведены в соответствие для получения четкой термограммы. Существенное влияние на запись кривых ДТА и ДТГ оказывает скорость нагревания: возрастание ее, так же как и увеличение навески вещества, приводит к смещению пиков на термограммах в сторону больших температур. Для получения качественных (воспроизводимых и сопоставимых) кривых необходимо следить, чтобы температура печи возрастала с постоянной скоростью: кривая T на термограмме должна идти под углом 45° к оси ординат.

Выбор режима исследования определяется как целью исследования, так и свойствами изучаемого объекта. Изменяя навеску или чувствительность гальванометров термопар, подбирают оптимальные условия записи для различных минеральных видов.

При окончательном оформлении термограммы справа по оси ординат проставляют нулевые точки и масштабы температурной шкалы и шкалы потери массы, на кривую ДТА наносят значения температур максимумов термических эффектов или границ всего интервала развития термоэффекта. Для получения сопоставимых результатов в нижнем левом углу термограммы, кроме номера образца и даты проведения испытания, записывают условия проведения опыта (температуру и скорость нагрева, скорость вращения фотобарабана, чувствительность гальванометров ДТА и ДТГ, чувствительность весов, номер печи и величину навески).

Химические методы. Наряду с описанными методами для изучения состава минеральной части твердого компонента пород используются различные виды химического анализа.

Полный химический анализ грунтов производится в основном для установления их минерального состава, подтверждения результатов рентгеноструктурного анализа, получения общей характеристики химического состава грунтов и решения вопросов генезиса. Кроме того, эти анализы служат для выявления специфических региональных закономерностей изменения состава грунтов.

Валовой анализ предусматривает определение группы элементов (кремний, алюминий, титан, железо (II и III), марганец, магний, кальций, натрий, калий, фосфор, потери при прокаливании (п.п.п.)), количества которых, рассчитанные в виде окислов, дают 99,5 % (или более) массы грунта*.

* Расчет производят на сухую навеску грунта, что соответствует высушиванию грунта при 105°C .

В соответствии с классификацией, предложенной научным советом по аналитическим методам, полный валовой анализ выполняется с учетом содержания отдельных компонентов. Если количество компонента превышает 0,1 %, точность анализа соответствует $99,5 \pm 1,5$ %. В случае содержания компонента $< 0,1$ % точность анализа $99,9 \pm 1,5$ %.

Методика проведения полного анализа природных минеральных объектов интенсивно совершенствуется. С одной стороны, развиваются получившие признание химические методы, а с другой — широко внедряются химико-физические и физико-химические методы анализа (спектрометрические, пламенно-фотометрические, атомно-абсорбционные, рентгеноспектральные, спектральные). Эти методы позволили модифицировать классическую схему силикатного анализа и легли в основу принципиально новых высокопроизводительных видов анализа. В настоящее время применяются схемы анализа, основанные на: а) комплексометрическом определении основной части элементов, б) фотометрическом определении основной части элементов, в) методе атомно-абсорбционной спектрофотометрии; г) применении флуоресцентного рентгеноспектрального квантометра.

Предварительное проведение полного полуколичественного спектрального анализа позволяет упростить валовый химический анализ, так как исходя из ориентировочного содержания компонентов можно правильно выбрать метод анализа и величину навесок. Проведение полного химического анализа минеральной части грунтов описано во многих руководствах, поэтому кратко остановимся лишь на подготовке грунтов к анализу и интерпретации результатов [1, 29].

Для проведения валового химического анализа грунтов методами квартования или квадратования берут среднюю пробу из навески массой от 25 до 150 г. Измельченную навеску помещают на большой лист глянцевой бумаги, тщательно перемешивают и распределяют тонким ровным слоем. Прямоугольник делят на равные квадраты, из которых отбирают по равному количеству порошка, чтобы масса «аналитической» пробы составляла 4—8 г. Размельчение пробы должно быть достаточно тонким (до пудры), что обеспечивает полное ее разложение в ходе анализа. Однако следует помнить, что при длительном растривании возможно изменение химического состава грунта: обезвоживание гипса, разложение кальцита.

На основании данных валового химического анализа можно рассчитать химическую формулу главного (преобладающего) глинистого минерала. При менее детальных исследованиях ограничиваются вычислением отношений ряда окислов, чаще всего отношений молекулярных количеств SiO_2 к сумме R_2O_3 (полуторных окислов). Следует отметить, что для минералов группы каолинита это отношение минимально и близко к 2, для гидрослюд оно несколько больше, но редко превышает 3, монтморил-

лонитовые минералы отличаются максимальным отношением, обычно превышающим 4 и достигающим 6. Этим методом можно пользоваться в том случае, когда содержание неглинистых минералов незначительно.

При рассмотрении данных валового анализа фракции с размером частиц менее 1 мкм следует обратить внимание на содержание гигроскопической воды, щелочей, щелочных земель (главным образом MgO), потерь при прокаливании (п. п. п.), глинозема, а также на соотношение молекулярных количеств SiO_2 и R_2O_3 (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Содержания различных компонентов,
характерные для некоторых глинистых минералов

Минералы	Содержание компонентов, %						
	H_2O , гигроско- пическая	K_2O	Al_2O_3	MgO	Fe_2O_3	п. п. п.	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$
Каолинит	2	1	35	1	—	10—20	2
Гидрослюда	4—7	4—7	20—25	3	5—8	—	3
Бейделит	7—10	2,5—3,0	22—27	3	До 9	—	3
Монтмориллонит	10—20	1	20	3	3—4	9—10	4

Для каолинитовых глин характерно высокое содержание TiO_2 (до 2 %); для монтмориллонитовых глин отмечается более высокое содержание Na_2O .

Как было указано выше, результаты полного химического анализа сначала представляют в виде окислов, поскольку это позволяет проверить точность анализа простым суммированием. Однако необходимо обратить внимание на два недостатка выражения результатов полного химического анализа грунтов в виде окислов. Во-первых, в породах и минералах элементы, за исключением кварца, находятся не в форме окислов, а в более сложных сочетаниях и соотношениях с кислородом, во-вторых, элементы взаимодействуют с ним в разных соотношениях. Ввиду разного соотношения между металлами и кислородом следует наряду с традиционными приемами сравнивать содержания железа и алюминия в эквивалентных количествах или молях, что дает возможность избежать ошибок при интерпретации результатов анализа грунтов. Это же относится и к содержанию других элементов — кальция, магния, калия, натрия, фосфора, титана, марганца, серы.

Чтобы результаты полного химического анализа представить в элементах, необходимо процентное содержание окисла умножить на соответствующий коэффициент. Например:

$$\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Si} = \frac{\text{Si}}{\text{SiO}_2} = \frac{28,09}{60,09} = 0,467;$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe} = \frac{2\text{Fe}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} = \frac{55,85 \cdot 2}{159,7} = 0,699.$$

Применяемые в валовом анализе пересчеты очень разнообразны. Наиболее часто пользуются пересчетами на: 1) прокаленную, 2) безгумусную (бесперегнойную) — пересчет на минеральное вещество грунта, 3) бескарбонатную навески. При таких расчетах процентное содержание окислов умножают на коэффициент K :

$$K = \frac{100}{100 - \text{содержание (в \%)} \text{ п. п. п. или карбонатов}}.$$

Общее количество карбонатов определяют по содержанию CO_2 карбонатов и анализу 2 %-ной солянокислой вытяжки. Полученные величины CaO карбонатов вычитают из общего содержания

$$\text{CaO (MgO)}_{\text{общий}} - \text{CaO (MgO)}_{\text{карбонатный}} = \text{CaO (MgO)}_{\text{силикатный}}$$

и количество силикатного CaO (MgO) умножают на коэффициент K , получая содержание силикатного CaO (MgO) в бескарбонатной навеске. Путем таких вычислений наиболее полно выявляется изменение в химическом составе грунта.

Применяют и другие пересчеты, основанные на том же принципе. При исследовании засоленных грунтов производят пересчет на безгипсовую и бессолевую навески.

Химический анализ водной вытяжки показывает содержание легкорастворимых солей в грунтах. Оценка содержания легкорастворимых солей и их состава необходима при характеристике ряда физико-химических свойств грунта, в особенности его химической суффозионной устойчивости и коррозионной способности. При исследовании грунтов, содержащих водорастворимые компоненты, проводят предварительные качественные испытания на присутствие Cl^- , SO_4^{2-} и Ca^{2+} . Это позволяет правильно отобрать образцы для анализа, имея представление о степени их засоленности, и установить рациональный объем вытяжки для определения водорастворимых солей в соответствии с содержанием их в анализируемом растворе, что имеет существенное значение для получения точных результатов.

Для этой цели делают вытяжки уменьшенного объема (например, 5 г грунта + 25 мл дистиллированной воды) и ограничиваются качественными пробами.

1. Проба на SO_4^{2-} . В пробирку берут 5 мл водной вытяжки, подкисляют двумя каплями 10 %-ной HCl (для разрушения карбонатов и бикарбонатов натрия), прибавляют две-три капли

5 %-ного раствора $BaCl_2$ и перемешивают. По величине осадка $BaSO_4$ судят о степени засоленности грунта легкорастворимыми сульфатами Na_2SO_4 и $MgSO_4$.

2. Проба на Cl^- . В пробирку наливают 5 мл водной вытяжки, подкисляют ее азотной кислотой для разрушения бикарбонатов, образующих осадок углекислого серебра, добавляют несколько капель раствора $AgNO_3$ и перемешивают встряхиванием. По величине осадка $AgCl$ судят о степени засоленности хлоридами $NaCl$, $MgCl_2$, $CaCl_2$.

3. Проба на Ca^{2+} . 5 мл водной вытяжки помещают в пробирку, подкисляют каплей 10 %-ного раствора CH_3COOH , прибавляют две-три капли 4 %-ного раствора $(NH_4)_2C_2O_4$ и перемешивают. По величине осадка CaC_2O_4 устанавливают степень засоленности кальцием.

В зависимости от результатов предварительного качественного анализа выбирают способ приготовления водной вытяжки. С этой целью грунт, доведенный до воздушно-сухого состояния, измельчают и просеивают через сито с ячейками 1 мм. Навеску грунта массой 100 г помещают в склянку емкостью 500—1000 мл, приливают пятикратное количество дистиллированной воды, свободной от CO_2 , и встряхивают в течение 5 мин. После этого вытяжку пропускают через сухой складчатый фильтр, под который подложен беззольный фильтр. Перед тем как вылить вытяжку на фильтр содержимое склянки встряхивают, чтобы взмутить навеску, и на фильтр стараются перенести по возможности весь грунт, что способствует получению прозрачного филтратата. Первые порции часто бывают мутными, и их приходится очищать повторно, добываясь прозрачного филтратата.

Фильтрация идет быстро, если грунт не щелочной и богат растворимыми солями, не содержащими солей натрия. Если же грунт содержит мало растворимых солей, а в глинистой фракции присутствует монтмориллонит, то фильтрация идет медленно. Для ускорения этого процесса можно применять центрифуги. По окончании очистки вытяжку перемешивают и приступают к ее анализу, начиная с определения карбонатной и общей щелочности и рН среды, поскольку эти характеристики со временем могут измениться. Последовательность и методика определения компонентов водной вытяжки подробно описаны в разд. 2.4, поэтому остановимся на интерпретации результатов [1].

Анализ результатов водной вытяжки принято выражать количеством ионов в мг-экв на 100 г сухого грунта или в процентах. При этом содержание катионов, выраженное в мг-экв, должно соответствовать содержанию анионов, а сумма процентного содержания определенных анионов и катионов — плотному остатку. По величине плотного остатка (минимального суммарного содержания легко- и среднерастворимых солей) судят о степени засоления грунтов:

<i>Засоленные грунты</i>	<i>Плотный остаток, % (от массы грунта)</i>
Полускальный	2
Крупнообломочный:	
при содержании песчаного заполнителя менее 40 % и глинистого менее 30 %	2
при содержании песчаного заполнителя более 40 %	0,5
при содержании глинистого заполнителя более 30 %	5
Песчаный	0,5
Глинистый:	
супеси и суглинки просадочные	1 (или 0,3, если имеются
(лѣссы и лѣссовидные грунты)	только водорастворимые соли)
супеси и суглинки непросадочные	5

Примечание. К легкорастворимым солям относятся: хлориды NaCl , KCl , CaCl_2 , MgCl_2 ; бикарбонаты NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$; карбонат натрия Na_2CO_3 ; сульфаты MgSO_4 , Na_2SO_4 ; к среднерастворимым — гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

На основании результатов изучения водной вытяжки можно рассчитать гипотетический состав солей по следующей схеме: 1) бикарбонат-ион HCO_3^- соединяют с кальций-ионом в $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; 2) если остается излишек HCO_3^- , его соединяют с магний-ионом и натрий-ионом в $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ и NaHCO_3 ; 3) остаток кальция (после соединения с HCO_3^-) связывают с сульфат-ионом SO_4^{2-} в CaSO_4 ; 4) если после этого остается еще избыток кальция, то его связывают с ионом хлора в CaCl_2 ; 5) если после соединения SO_4^{2-} с кальцием (см. выше) остался избыток SO_4^{2-} , то его соединяют с Mg^{2+} в MgSO_4 и с Na^+ в Na_2SO_4 ; 6) если после соединения Mg^{2+} с HCO_3^- и SO_4^{2-} остается магний, то он соединяется с Cl^- в MgCl_2 .

Сумма всех гипотетических солей за вычетом содержания CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ дает количество легкорастворимых солей. Поскольку содержание водорастворимых солей в твердом компоненте грунта является переменной величиной, целесообразно сопоставлять полученные данные с результатами химического анализа подземных вод и составом порового раствора (см. разд. 2.3).

Для оценки содержания карбонатов в грунтах используются химические методы определения CO_2 . Карбонаты в виде кальция, доломита, сидерита и магнезита входят в состав твердого компонента различных грунтов. Наличие карбонатов в грунтах обуславливает процессы карстообразования, химической суффозии и отражается на типах структурных связей.

Качественное испытание на присутствие карбонатов в исследуемых грунтах дает представление о степени карбонатизации и позволяет правильно взять навеску для количественного анализа. С этой целью пробу грунта помещают в пробирку, добавляют дистиллированную воды и кипятят для удаления воздуха (чтобы не принять его в дальнейшем за CO_2), охлаждают и приливают разбавленную соляную кислоту (10 %-ный раствор). Если при этом происходит обильное выделение пузырьков газа, то грунт содержит CaCO_3 , если же выделение CO_2

происходит при нагревании, то CaCO_3 отсутствует, а в грунте содержится доломит, магнезит или сидерит.

При выполнении анализов определения CO_2 карбонатов производят с помощью кальциметров (кальциметр И. Ф. Голубева) либо весовым или объемным способами. Наиболее точным является объемное определение CO_2 по методу В. Е. Соколовича, который излагается ниже.

Способ основан на взаимодействии карбонатов с раствором фторида натрия с образованием малорастворимого фторида кальция. Реакция идет по схеме: $\text{CaCO}_3 + 2\text{NaF} \rightarrow \text{CaF}_2 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ и происходит в избытке фторида натрия при кратковременном кипячении. Грунт растирают в ступке. Навеску грунта (4—5 г) взвешивают на аналитических весах и помещают в коническую колбу емкостью 150—200 мл, в которую добавляют 70—80 мл дистиллированной воды. Суспензию перемешивают в течение 1 мин и добавляют несколько капель индикатора фенолфталеина. В случае розовой окраски суспензию титруют 0,5 или 1 н раствором соляной кислоты. В нейтрализованный раствор вводят около 4 г NaF . Суспензию взбалтывают, доводят до кипения, охлаждают до температуры 20—25 °С, добавляют несколько капель фенолфталеина и титруют 1 н раствором HCl до исчезновения розовой окраски. Количество кислоты, затраченной на нейтрализацию нормальных карбонатов, не учитывается. Расчет ведут на нейтрализацию Na_2CO_3 , образовавшегося от разложения карбонатов раствором фтористого натрия:

$$\text{CO}_2 = \frac{P_n \cdot 0,044 \cdot 100}{P_1} \quad \text{или} \quad \text{CaCO}_3 = \frac{P_n \cdot 0,1 \cdot 100}{P_1},$$

где P — количество раствора HCl , использованное на титрование; n — нормальность раствора HCl ; P_1 — сухая навеска грунта, взятая в анализ. Описанный способ пригоден для грунтов, окрашенных в светлые тона.

Наряду с определением карбонатов при анализе твердого компонента грунта определяют содержание гипса в солянокислой вытяжке. Порядок приготовления солянокислой вытяжки, выбор концентрации раствора HCl , используемого в анализе, и ход анализа подробно описаны в соответствующих руководствах [29].

Определение подвижных соединений кремнекислоты и полуторных окислов в составе твердого компонента грунтов служит для оценки их физико-химических и физико-механических свойств. Различают силикатные (входящие в состав силикатов) и несиликатные (находящиеся в свободном состоянии) формы соединений названных компонентов грунтов. Несиликатные окислы могут быть кристаллическими и аморфными. Наиболее подвижны аморфные формы. Они характерны для таких грунтов, как трепел, опоки и диатомиты. Содержание подвижной кремнекислоты определяют методом К. К. Гедройца (обработка 5 %-ным раствором KOH), а под-

вижных полуторных окислов — методом О. Тамма (обработка кислым раствором рН 3,2 щавелевокислого аммония) [1].

Полученные по методу О. Тамма данные о содержании неспикатных соединений железа и алюминия необходимо выражать в молях. Если результаты анализа выражены в окислах, то значения содержания железа обычно оказываются бóльшими, чем значения содержания алюминия, поскольку не учитывается, что атомная масса алюминия почти в два раза меньше, чем железа. Это и приводит к ошибочному представлению об их реальном содержании и соотношении в грунтах.

1.2. ИЗУЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ

Органическое вещество (ОВ) при инженерно-геологических исследованиях изучают с целью установления его влияния на водно-физические и механические свойства грунтов. Обладая высокой гидрофильностью, сильной сжимаемостью и низкой водопроницаемостью, наиболее разложившаяся часть ОВ — гумус — придает вмещающим породам специфические свойства. Гумус является также активным агентом выветривания, разлагая силикаты и другие минералы.

Природа органического вещества грунтов и краткая его характеристика. Органическое вещество в осадочных породах может образовывать сплошные залежи (угли, сланцы, торфяники), но в наибольших количествах оно находится в рассеянном состоянии. Около 90 % ОВ литосферы генетически связано с глинами. Все виды ОВ, присутствующие в грунтах, являются продуктами разложения и преобразования организмов, существовавших когда-то, в определенных геохимических условиях. В процессе накопления органического вещества в отложениях часть его захороняется в детритной форме; часть ОВ разрушается до молекулярно-дисперсного состояния с переходом в водный раствор. Промежуточной формой является подвижная бесструктурная коллоидная масса. Отношение бесструктурной массы к неразложившимся остаткам характеризует степень разложения органического вещества.

В состав живых организмов входят липиды (жироподобные вещества), белки и углеводы, которые в аэробной среде минерализуются, а в анаэробной распадаются или гидролизуются до наиболее устойчивых соединений — органических кислот. В процессе диагенеза органическое вещество любой природы и химического состава, претерпевая физическое, микробиологическое и химическое выветривание, преобразуется в единую, наиболее стабильную структуру гуминовых веществ — продуктов разрушения и полимеризации различных органических соединений.

Относительно высокая устойчивость растительных остатков к разложению объясняется наличием в них лигнина — вещества, по химическому составу относящегося к углеводам, но плохо усваиваемого микроорганизмами и слабо окисляющегося.

В результате превращений, происходящих в осадках и породах, органическое вещество уже нельзя разделить на белки, углеводы и жиры. Поэтому химический состав ОВ грунтов, если это необходимо, определяют как групповой, т. е. по отношению отдельных компонентов ОВ к определенным растворителям. Так как различные группы ОВ обладают отличающимися водно-физическими и химическими свойствами, приведем их краткую характеристику.

Легкогидролизуемые компоненты — составная часть ОВ, переходящая в водные растворы минеральных кислот. Преимущественно это продукты превращения белков и углеводного комплекса. Наибольшее относительное количество легкогидролизуемых компонентов характерно для современных осадков; в литифицированных породах их практически нет. Являясь химически активными веществами, фрагменты белков и углеводов могут образовывать продукты конденсации с аминокислотами, давая в итоге вещества типа фульвовых или гуминовых кислот.

К липидным компонентам относятся вещества, извлекаемые из породы органическими растворителями. Они представлены высшими жирными кислотами и их эфирами (жирами, восками), смолами, а также битумоидами. Это относительно низкомолекулярные и малоактивные компоненты ОВ, обладающие ярко выраженной гидрофобностью. Воски и воскообразные вещества, являющиеся в аналитическом смысле жирами, очень устойчивы к разложению.

К группе гуминовых и фульвовых кислот относятся гидрофильные темноокрашенные высокомолекулярные компоненты ОВ, которые способны переходить в водный раствор щелочи. Гуминовые кислоты (ГК) осаждаются из щелочного раствора при нейтрализации его кислотой, а фульвовые — нет. В структуре гуминовых кислот больше углерода и меньше кислорода по сравнению с фульвовыми. Гуминовые кислоты — наиболее общая форма существования ОВ в условиях гумификации. Под этим собирательным термином объединены вещества переменного химического состава с выраженными кислотными свойствами, образующиеся в результате конденсации продуктов преобразования углеводов, белков и жиров. Образование основной массы ГК происходит в самом начале разрушения ОВ.

Комплексом физических и химических методов (рентгенография, инфракрасная спектроскопия, качественные реакции) установлено, что ГК состоят из молекул с ароматическим конденсированным ядром относительно небольшого размера и связанным с ним значительным числом боковых радикалов. Боковые радикалы содержат циклические и алифатические углеводородные цепи с кислород- и азотсодержащими функциональными группами. Минимальный размер молекул гуминовых кислот, определенный по электронно-микроскопическим данным, состав-

ляет 3—8 нм; близки к этому значению и размеры молекул ГК, вычисленные по молекулярным массам.

Изучение гуминовых кислот под электронным микроскопом при больших увеличениях показало, что молекулы их в слабодиссоциированной и кислой средах образуют глобулярные агрегаты размером 20—80 нм с пористой поверхностью. Гуминовые и фульвовые (ФК) кислоты являются наиболее активными компонентами ОВ. Реакционная способность их объясняется в первую очередь наличием карбоксильных (СООН) и фенольных (ОН) групп. При взаимодействии ГК с металлами образуются соли (гуматы) или комплексные соединения. Эти же группы играют важную роль при взаимодействии ОВ с минералами.

Наиболее прочные связи между глинистыми частицами и функциональными группами кислот будут, очевидно, у боковых сколов частиц, несущих в нейтральной и кислой средах положительные заряды в местах разрыва связей $O-Al^{VI}-OH$. Такой характер взаимодействия гуминовых кислот и глинистых минералов подтверждается моделированием процесса сорбции ГК на монтмориллоните: в кислой среде агрегаты молекул ГК тяготеют к краевым участкам глинистых частиц, в щелочной среде такой тенденции не наблюдается.

Гуминовые и фульвовые кислоты повышают обменную емкость грунтов в основном благодаря наличию свободных карбоксильных групп, активно вступающих в реакции с катионами. Так как сорбционная способность грунтов ограничена, при больших содержаниях гумифицированного ОВ происходит межмолекулярное взаимодействие между органическими молекулами; наряду с адсорбированным ОВ молекулы его могут находиться и в свободном состоянии или в виде гуматов. В таких случаях влияние ОВ на механические и водно-физические свойства грунтов будет наибольшим: увеличиваются влагоемкость, сжимаемость грунтов, уменьшается их плотность и понижаются прочностные показатели. При одинаковом содержании рассеянного ОВ влияние его на свойства грунтов будет тем больше, чем выше степень его гумификации. Поэтому при изучении грунтов с высоким содержанием ОВ необходимо иметь представление о степени его разложения, характере распределения в грунте и соотношении с минеральными компонентами; для этой цели достаточно иметь обычные петрографические шлифы.

Нерастворимое органическое вещество (НОВ). Под воздействием термобарических условий в результате конденсации и полимеризации молекул часть органического вещества теряет способность растворяться в органических и неорганических растворителях; необратимой становится и связь между органическими молекулами и минеральными частицами. Не растворяются в кислотах, щелочах и органических растворителях углеродное вещество и высокомолекулярные продукты отмерших организмов, не потребляемые микроорганизмами в процессе седиментации и диагенеза. В сильно литифи-

цированных породах, в основе строения которых лежат структуры типа гуминовых кислот, содержание НОВ может достигать 90 %.

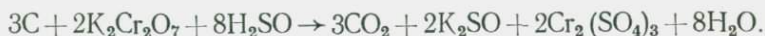
Определение количества и состава органического вещества в грунтах. Учитывая различное влияние на свойства грунтов растительных остатков (детритного органического вещества) и гумифицированной органики, содержание их следует определять раздельно. Для торфов и в разной степени заторфованных грунтов определение растительных остатков обязательно.

Определение растительных остатков. Растительные остатки выделяют из пробы грунта (в воздушно-сухом состоянии) и определяют их количество в процентах. Для этого грунт тщательно перемешивают и методом квадратов отбирают среднюю пробу массой не менее 25 г. Одновременно отбирают пробу для определения гигроскопической влажности. Растительные остатки тщательно отбирают под лупой, раздавливая комочки грунта пинцетом. При большом содержании применяют отмучивание остатков в воде. Выделенные растительные остатки и минеральные частицы высушивают в сушильном шкафу до постоянной массы при температуре 100—105 °С и взвешивают. Количество растительных остатков $I_{от}$ в процентах вычисляют по формуле $I_{от} = \frac{m_{so}}{m_s} \cdot 100$ (где m_{so} — масса сухих растительных остатков; m_s — масса сухого грунта).

Для пересчета воздушно-сухой навески на сухую применяют коэффициент $K = (100 - \omega_r) / 100$ (где ω_r — гигроскопическая влажность). При проведении анализа необходимо руководствоваться указаниями ГОСТ 23740—79.

Определение органического углерода. Содержание органического углерода ($C_{орг}$) определяется для оценки количества гумифицированного органического вещества. Рекомендуются два метода определения $C_{орг}$: «мокрого» (метод И. В. Тюрина) и сухого сжигания.

Метод И. В. Тюрина применяется для определения $C_{орг}$ в песчаных и глинистых грунтах, содержащих менее 10 % ОВ. Он основан на окислении органического вещества серноокислым раствором бихромата калия, избыток которого оттитровывается солью Мора. Содержание углерода определяют косвенно по количеству хромовой смеси, затраченной на окисление ОВ. Реакцию можно выразить уравнением



Этот метод очень прост, не требует специальной аппаратуры и сложных реактивов, им можно пользоваться в полевых условиях.

Метод сухого сжигания применяют для определения органического углерода в грунтах морского, лиманного, озерного, болотного, старичного происхождения и в грунтах, содержащих более 10 % ОВ. При сжигании навески грунта в токе кислорода при температуре 950 °С и выше углерод окисляется до дву-

окси. Выделившийся углекислый газ количественно учитывают весовым или объемным методами и пересчитывают на содержание углерода. Для газообъемного определения углерода применяют газоанализатор ГОУ-1. С помощью этого аппарата сначала измеряют объем смеси $\text{CO}_2 + \text{O}_2$ после сжигания углерода; затем газовая смесь поступает в ловушку с раствором КОН, который поглощает CO_2 . Оставшийся кислород переводят в газоизмерительную бюретку (эвдиометр) и по разности объемов газов (первоначального и полученного после поглощения CO_2) находят по шкале бюретки содержание углерода в навеске.

Так как термическое разложение карбонатов также происходит с образованием CO_2 , до начала анализа их следует разрушить 5 %-ным раствором серной кислоты. В процессе кислотной обработки наряду с разрушением карбонатов образуются сернокислые соли, в результате чего масса пробы грунта, как правило, увеличивается. Величина навески бескарбонатного грунта для проведения анализа определяется (в г) предполагаемым содержанием ОВ: для песков 1; для глин 0,5; для грунтов с содержанием ОВ более 10 % 0,01—0,03.

Детально ход анализа для определения органического углерода обоими методами изложен в специальных руководствах и нормативных документах [1]. Для вычисления количества органического вещества найденную величину $C_{\text{орг}}$ умножают на коэффициент, равный 1,724, рассчитанный на основании среднего содержания углерода в гумифицированном ОВ, составляющего 58 %. Отношение полученной величины к массе растительных остатков является характеристикой степени разложения ОВ. Масса средней пробы грунта для отбора навески должна быть не менее 100 г. Определение органического углерода и растительных остатков обязательно при общем содержании органического вещества в грунте 3 % и более. В то же время для большинства инженерно-геологических исследований этих данных достаточно для отнесения грунтов к определенному классификационному виду. Однако при некоторых видах инженерно-геологических изысканий возникает необходимость более детальной характеристики ОВ грунтов. В частности, при разработке открытым способом месторождений, когда выше забоя залегают богатые гумифицированным органическим веществом породы, состав этого ОВ может существенно повлиять на обоснование угла откоса бортов карьера.

Как уже упоминалось, наиболее существенное влияние на свойства грунтов могут оказывать две группы ОВ: гидрофобные липидные компоненты и гидрофильные гуминовые и фульвовые кислоты. Определение группового состава ОВ чаще всего производят по схеме И. В. Тюрина, включающей разделение органического вещества на группы, различающиеся как по природе, так и по формам связи с минеральной частью грунтов (почв). По этой схеме определяют содержание липидов; свободных гуминовых кислот и кислот, связанных с подвижными полутор-

ными окислами; гуминовых и фульвовых кислот, связанных с кальцием и подвижными полуторными окислами; гуминовых и фульвовых кислот, прочно связанных с минеральной частью грунтов; нерастворимого органического вещества грунтов. В настоящее время предложено несколько модификаций этой схемы, причем наибольшее распространение получила модификация, предложенная В. В. Пономаревой и Т. Н. Плотниковой.

Определение липидной составляющей ОВ. Для определения содержания липидов навеску массой около 20 г экстрагируют в аппарате Сокслета смесью спирта и бензола (1:1) до полного выделения фракции. После отгонки спиртобензола на водяной бане и высушивания остатка до постоянной массы при 70—80 °С его взвешивают; содержание углерода в этой фракции принимается равным 72 %. Количество липидов L вычисляют (в %) по формуле $L = \frac{q}{p} \cdot 100$ (где q — установленное при проведении опыта количество липидов; p — навеска грунта).

В щелочную вытяжку переходят фракции гуминовых и фульвовых кислот, растворимые непосредственно в 0,1 н растворе NaOH — свободные и связанные с подвижными полуторными окислами кислоты. Навеску грунта (5—10 г) заливают 200 мл 0,1 н NaOH, перемешивают и оставляют на 20—24 ч. Затем в колбы прибавляют 50 мл насыщенного раствора Na_2SO_4 для коагуляции глинистых частиц и ускорения фильтрации, хорошо перемешивают и через 10—15 мин фильтруют, перенося на фильтр раствор вместе с грунтом. В отдельных порциях щелочной вытяжки определяют общее содержание органического углерода и углерода гуминовых кислот. Общее содержание органического углерода устанавливают методом И. В. Тюрина в двух повторностях; для этого в колбочки с вытяжкой прибавляют немного прокаленной пемзы и выпаривают содержимое почти досуха на водяной бане. Окончательное досушивание остатка производят на воздухе или в сушильном шкафу при 80—90 °С.

Для определения углерода гуминовых кислот к 100 мл щелочной вытяжки прибавляют 20 мл 1,0 н раствора H_2SO_4 . Полученную смесь нагревают до 70—80 °С и фильтруют через беззольный фильтр. Осадок гуминовых кислот в колбе и на фильтре промывают слабым раствором (0,05 н.) серной кислоты. Воронки с промытыми осадками ГК помещают в колбы, в которых проводилось осаждение, и растворяют гуминовые кислоты небольшими порциями горячего 0,1 н. раствора NaOH. Щелочной раствор доводят до объема 100 мл и берут порции для определения углерода ГК. Оно проводится так же, как определение общего углерода щелочной вытяжки. Углерод фульвовых кислот вычисляют по разности между общим углеродом щелочной вытяжки и углеродом ГК.

Последовательное выделение фракций ОВ. Вначале навески грунта (такие же, как для щелочной вытяжки) освобождают от карбонатов. К навескам приливают по 200 мл 0,1 н. H_2SO_4 , хорошо перемешивают и оставляют на сутки. На другой день сернокислую вытяжку фильтруют, перенося на фильтр вместе с раствором и грунт. Промывание производят 0,1 н. раствором H_2SO_4 до полного вытеснения кальция, а затем два-три раза водой, слабо подкисленной серной кислотой. После полного отмывания кальция вытяжку доводят до объема 500 или 1000 мл и хорошо перемешивают. Так как ОВ кислых вытяжек из грунтов неустойчиво к микробиологическому разложению, анализ вытяжки на органический углерод нельзя откладывать больше, чем на двое суток. В вытяжках определяют содержание углерода методом И. В. Тюрина. Для этого отмеренное количество вытяжки выпаривают, предварительно нейтрализовав ее сухой содой до начала выпадения в осадок полуторных окислов.

В веществе декальцината содержится фракция фульвовых кислот — свободных и связанных с подвижными полуторными окислами. Для декальцирования карбонатных грунтов берут не серную, а соляную кислоту. Раствор 1,0 н. HCl приливают к навеске небольшими порциями до прекращения вскипания. На следующий день отфильтровывают раствор и промывают грунт в колбе и на воронке сначала 0,1 н. раствором HCl до удаления Ca^{2+} , а после этого — 0,1 н. раствором H_2SO_4 до удаления Cl^- .

Щелочная вытяжка после декальцирования грунта. В эту вытяжку переходят гуминовые и фульвовые кислоты, извлекаемые непосредственно щелочной вытяжкой, а также связанные с кальцием и растворимые в щелочи только после декальцирования грунта. Ход анализа не отличается от непосредственной щелочной вытяжки. Следует лишь иметь в виду, что навески грунта необходимо смывать в колбы сразу после декальцирования, не давая им высохнуть.

В отдельных порциях вытяжки определяют содержание органического углерода и углерода гуминовых кислот по И. В. Тюрину, а содержание углерода фульвокислот находят по разности между содержанием общего углерода в вытяжке и углерода гуминовых кислот.

Щелочная вытяжка при нагревании. В эту вытяжку переходят ГК и ФК, прочно связанные с глинистыми минералами и устойчивыми формами полуторных окислов. Остаток грунта после предыдущей щелочной вытяжки во влажном состоянии смывают в колбу 0,02 н. раствором $NaOH$ (200 мл). Колбу нагревают в течение 6 ч на кипящей водяной бане. Вытяжки фильтруют на следующий день, прибавив в них по 50 мл насыщенного раствора Na_2SO_4 . В них производят те же определения, что и в щелочных вытяжках.

Разность между общим содержанием органического углерода в грунте и суммой углерода в выделенных фракциях ОВ

составляет количество углерода нерастворимого органического вещества. В этот показатель при такой схеме определения входят все случайные и систематические погрешности анализа.

Несмотря на большую трудоемкость и относительную сложность анализа, определение группового и фракционного состава ОВ позволяет не только установить число основных компонентов органического вещества, но и выявить их связь с различными окислами и силикатами, в частности, с глинистыми минералами. Это имеет первостепенное значение при выяснении роли ОВ в формировании структуры, водно-физических и механических свойств грунтов, богатых органическим веществом.

Существует немало сокращенных методов определения состава гумифицированного ОВ, которые могут быть полезны при решении частных вопросов, касающихся определения общего углерода и углерода гуминовых и фульвовых кислот без разделения их на фракции. Так, М. М. Кононова и Н. П. Бельчикова предлагают для ускорения процесса извлечения щелочнорастворимых компонентов ОВ в качестве растворителя использовать смесь пирофосфата натрия (0,1 М $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и едкого натра (0,1 н. NaOH); рН смеси 13. Этот метод позволяет извлекать ГК и ФК без предварительного декальцирования грунта.

Для массовых сравнительных определений ОВ в грунтах вместо трудоемких методов выделения гуминовых кислот и определения в них углерода часто применяют спектрофотометрический метод, при котором измеряется оптическая плотность раствора при определенной длине волны. Расчет концентрации раствора ведется с использованием данных по оптической плотности эталонного раствора известной концентрации. Оптическая плотность раствора $D = \lg \frac{I_0}{I_1}$ (где I_0 — падающий световой поток; I_1 — световой поток, прошедший через раствор). Величина оптической плотности D пропорциональна концентрации вещества, толщине слоя и молярному коэффициенту поглощения данного вещества. При исследовании гуминовых кислот принято пользоваться величиной E — оптической плотностью раствора 0,001 %-ной концентрации. Ее определяют при длине волны 465 нм и толщине слоя раствора 1 см. Для выяснения оптической плотности используют фотоэлектроколориметры ФЭК-56, ФЭК-57 и спектрофотометры СФ-4, СФ-14, СФ-18, «Спектромом 203», «Спекорд».

1.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕМКОСТИ ОБМЕНА И СОСТАВА ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ ПОРОД

Способность пород удерживать то или иное число катионов в обменной форме составляет величину емкости обмена породы, определяющуюся такими факторами, как содержание высокодисперсных частиц, их химический и минеральный состав, рН жидкого компонента породы.

К. К. Гедройц выделил следующие виды обменной способности: механическую, физическую, химическую, физико-химическую (обменную адсорбцию) и биологическую. Из них только физическая и физико-химическая способности непосредственно связаны с коллоидными частицами [7].

Минеральные соли и кислоты жидкого компонента пород в значительной степени диссоциированы на катионы и анионы. Диссоциирована, хотя в ничтожной степени, и вода, поэтому наряду с молекулами H_2O в ней всегда присутствуют ионы H^+ и OH^- .

Поскольку большинство коллоидов заряжено отрицательно, очевидно, что поглощаться породой из раствора будут главным образом катионы. Поглощенные катионы удерживаются на поверхности коллоидных частиц очень прочно и могут быть вытеснены обратно в раствор лишь другими катионами. Поэтому поглощение ионов из раствора по существу является обменом катионов на поверхности мельчайших частиц, причем в реакции участвует не только внешняя, но и внутренняя поверхность микрочастиц. Исследования показали, что частицы диаметром больше 1 мкм обладают небольшой поглотительной способностью. При переходе к частицам диаметром меньше 1 мкм емкость обмена резко возрастает; у частиц диаметром менее 0,2 мкм она достигает 100 мг-экв.

Опыты по дополнительному искусственному измельчению частиц диаметром 1 мкм показали, что емкость обмена возрастает с 65 до 205 мг-экв на 100 г частиц. Кроме размера частиц, величина емкости обмена зависит также от их химико-минерального состава. Породы с большим содержанием высокодисперсных частиц (менее 1 мкм), как правило, отличаются высокой емкостью обмена. Однако эта простая зависимость усложняется разнообразным характером коллоидов (табл. 8).

Таблица 8

Емкость обмена катионов в глинистых минералах
(в мг-экв на 100 г минерала)

Минерал	Пределы колебаний	Наиболее часто встречающиеся значения
Каолинит	3—15	6—8
Иллит	20—40	25—30
Монтмориллонит	60—150	80—120

Особенно высокой поглотительной способностью обладает гуматная часть поглощающего комплекса. Минеральная часть с высоким содержанием минералов типа монтмориллонита обладает значительно большей поглотительной способностью, чем богатая минералами типа каолинита, что связано с особенностями строения этих минералов. Так, минералы группы монт-

мориллонита, 80 % частиц которых имеет размер менее 1 мкм (в том числе около 60 % коллоидных* частиц), отличаются наличием изоморфных замещений Si^{4+} на Al^{3+} , Al^{3+} на Mg^{2+} , Fe^{2+} и т. д. Освобождающиеся при этом валентности компенсируются обменными катионами, которые располагаются в межпакетных пространствах. Интрамицеллярному поглощению катионов способствуют большие расстояния между пакетами и их свойство увеличиваться при поглощении воды.

Каолинит отличается малой степенью дисперсности и полным отсутствием интрамицеллярного поглощения (межпакетные расстояния его малы (0,72 нм), и пакеты не способны раздвигаться). Кроме того, ни в октаэдрическом, ни в тетраэдрическом слоях каолинита не происходит изоморфных замещений [7].

Влияние pH среды на величину емкости обмена выражается в возрастании ее с повышением pH. В грунтах установлено присутствие в обменном состоянии следующих катионов: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ .

Обычно в наибольшем количестве содержится обменный кальций, в значительно меньшем — обменный магний, но в некоторых случаях содержание его приближается к обменному кальцию. Остальные катионы встречаются в небольших количествах; лишь для некоторых грунтов характерно более высокое содержание обменного натрия. Обменные H^+ -ионы имеются только в грунтах, не насыщенных основаниями. Эти грунты при взаимодействии с раствором нейтральной соли (NaCl , KCl и др.) способны к обмену H^+ -ионов поглощающего комплекса на основания солей. Освобожденная в результате обменной реакции кислота может быть количественно определена титрованием щелочью. Это явление названо обменной кислотностью. Обменная кислотность является одним из видов потенциальной кислотности грунтов.

Величина обменной кислотности обычно выражается в единицах pH солевой (KCl) вытяжки из грунтов. Эти значения меньше величин pH водной вытяжки (при увеличении концентрации водородных ионов значения pH понижаются, а при уменьшении — повышаются).

Гидролитическая кислотность, как и обменная, обусловлена поглощенными ионами водорода. Но эти ионы более прочно удерживаются коллоидным комплексом и могут быть вытеснены лишь раствором гидролитически щелочной соли. Обычно для вытеснения пользуются 1 н. раствором уксуснокислого натрия с pH 8,2, т. е. вытеснение происходит в щелочной среде. Поскольку при вытеснении H^+ гидролитической кислотности в раствор переходят также и ионы водорода обменной кислотности, следует всегда знать и величину обменной кислотности.

* Коллоидными считаются частицы с размерами от 0,1 мкм до 1 нм.

К. К. Гедройц установил, что обмен катионов в растворах нейтральных солей происходит быстро и в эквивалентных количествах, способность поглощения различных катионов возрастает с увеличением их валентности, а в пределах одной валентности — с увеличением атомной массы. Исключением из этого правила является ион водорода H^+ , который поглощается сильнее других одновалентных и двухвалентных ионов, и ион аммония NH_4^+ , энергия поглощения которого выше энергии поглощения натрия. Поэтому точные данные по содержанию обменных катионов получают путем определения их в аммонийных вытяжках.

Выявленные закономерности легли в основу методов определения обменных катионов. При изучении обменных катионов следует определять: а) емкость обмена катионов, т. е. общее число катионов, которое порода способна удерживать в обменном состоянии; б) состав обменных катионов, т. е. число каждого из катионов в отдельности; в) сумму поглощенных оснований.

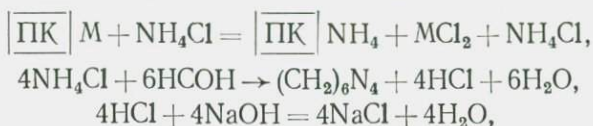
Определение емкости обмена. Емкость обмена обычно определяется насыщением грунта каким-либо катионом с последующим вытеснением и определением его. Лучшие результаты дает универсальный метод К. К. Гедройца, при котором грунт насыщается хлористым натрием. Избыток $NaCl$ отмывается до исчезновения реакции на хлор. Поглощенный грунтом Na^+ вытесняется кальцием бикарбоната кальция. Последний получается путем пропускания интенсивного тока CO_2 через суспензию исследуемой пробы, смешанной с мелом. Вытесненный натрий определяется весовым, объемным или пламенно-фотометрическим методом.

Однако этот метод очень трудоемок. Более быстрым и простым по выполнению является метод Бобко — Аскинази, заключающийся в вытеснении обменных катионов раствором $BaCl_2$. Выбранный Бобко — Аскинази для насыщения грунта катион следует признать очень удачным, так как барий обладает большей вытесняющей способностью по сравнению с другими двухвалентными катионами, легче их вытесняется и просто определяется аналитически. К тому же он не присутствует в грунтах. Он применим только для определения емкости обмена грунтов, насыщенных основаниями.

В методе Грабарова — Уваровой для насыщения применен раствор хлористого бария, но забуференный ацетатным ионом. Были получены результаты, очень близкие к показаниям универсального метода К. К. Гедройца. Производительность же оказалась в 2—2,5 раза выше, так как насыщение заканчивается значительно быстрее за счет применения не одновалентного иона натрия (метод К. К. Гедройца), а двухвалентного бария. Кроме того, в этом случае отпадает ряд операций, которые делают метод К. К. Гедройца очень сложным (двухчасовое пропускание тока углекислоты через суспензию почвы, многократ-

ное выпаривание или фильтрование раствора перед титрованием).

Определение емкости обмена по методу Грабарова — Уваровой, по методу К. К. Гедройца в модификации И. А. Антипова — Каратаева в солонцеватых грунтах подробно изложено в работах [1, 29]. Ниже приведен метод Пфеффера в модификации Н. И. Беляевой, позволяющий из навески массой 5 г определить емкость обмена и состав обменных катионов в образцах сложного состава. При этом реакция идет по следующей схеме:



где ПК — поглощенный комплекс; М — поглощенные основания (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+).

Л. А. Морякова и А. Ф. Новикова уточнили некоторые положения этого метода и предложили подробную пропись аналитических операций, необходимых для получения достаточно надежных данных для засоленных образцов, содержащих карбонаты и гипс. Метод неприменим к образцам, богатым органическим веществом (содержание гумуса более 5 %).

Уточнения сводятся к следующему: отмывку образцов от легкорастворимых солей производят 70 %-ным спиртом-ректификатом; в случае содовых (а не Na_2SO_4) солонцов начинать промывку следует 96 %-ным спиртом (две-три промывки по 15—20 мл), а затем 70 %-ным спиртом. После окончания промывки и в том, и в другом случае для быстрого высушивания грунт в колбе и на фильтре можно промыть небольшим количеством 96 %-ного спирта.

Навеску грунта массой 5 г, пропущенную через сито с размером ячеек 1 мм, помещают в широкогорлую колбу емкостью 100 мм, заливают 25 мл спирта-ректификата, сильно взбалтывают и сразу же возможно полнее сливают жидкость на фильтр с белой полосой ($d=11$ см). К оставшейся в колбе почве добавляют по 15 мл спирта, снова взбалтывают и фильтруют. Необходимым условием отмывки от легкорастворимых солей является минимальная продолжительность взаимодействия спирта с грунтом (во избежание обменных реакций). Поэтому не следует заливать одновременно больше двух навесок. Обработку навески спиртом (100 мл 70 %-ного спирта) повторяют четыре-пять раз.

Отмытый и высушенный на воздухе грунт переносят вместе с фильтром в ту же колбу и начинают обработку. Навеску заливают реактивом Пфеффера (25 мл), взбалтывают в течение 1 ч (или интенсивно взбалтывают в течение 3 мин и оставляют стоять на ночь), после чего фильтруют и декантацией промывают реактивом пять раз по 15 мл (после полной фильтрации предыдущей порции). Во время промывания колбы должны

быть закрыты пробками, а воронки — часовыми стеклами. Затем 20 или 25 мл полученного фильтрата отбирают в узкогорлую колбу емкостью 100 мл, подогревают до первых пузырьков, добавляют 5 мл 35 %-ного (не менее 30 %-ного) раствора формальдегида и титруют 0,1 н. NaOH с фенолфталеином до получения розовой окраски. Подогрев до 60—70 °С и прибавив две три капли фенолфталеина, фильтрат дотитровывают.

Точно так же титруют реактив Пфеффера. Разность между количеством NaOH, использованного на титрование исходного раствора a и фильтрата a_1 , соответствует величине емкости обмена E_k данного образца грунта:

$$E_k = \frac{0,1(a - a_1)B \cdot 100}{bc},$$

где 0,1 — нормальность NaOH; B — объем фильтрата (100 мл); b — объем аликвотной части для титрования (20—25 мл); c — масса навески грунта.

Реактивы: 1) реактив Пфеффера — 0,1 н. раствор NH_4Cl в 70 %-ном спирте-ректификате. На 1 л раствора нужно взять 5,35 г NH_4Cl , растворить в 270 мл воды и добавить 730 мл 96 %-ного этилового спирта. Раствор доводят до pH 7, приливая NH_4OH . Контроль осуществляют по универсальному индикатору или бромтимолблау (для доведения pH до 7,0 необходимо 11 мл NH_4OH на 5 л раствора Пфеффера); 2) 0,1 н. раствор NaOH — 4 г на 1 л воды; 3) 35 %-ный раствор формальдегида. Формальдегид может быть кислым, поэтому его нужно предварительно нейтрализовать NaOH в присутствии фенолфталеина. Со временем формальдегид, полимеризуясь, становится мутным, менее способным к реакции, и пользоваться им не следует; 4) хлоридно-аммиачный буфер — 20 г х. ч. NH_4Cl растворить в 100 мл дистиллированной воды, прилить 100 мл 25 %-ного NH_4OH и воды до одного литра.

Определение состава обменных катионов. При определении состава обменных катионов их выводят из поглощенного состояния, действуя на грунт растворами солей или кислот. Для вытеснения используют нормальные растворы NH_4Cl (метод Гедройца) или $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ (метод Шолленбергера), доведенные до pH 6,5. Навеску грунта на воронке многократно промывают вытесняющим раствором до исчезновения следов кальция в фильтрате. Вытесненные катионы определяют в фильтрате каждый в отдельности и выражают в мг-экв на 100 г грунта.

Поглощенные катионы могут быть вытеснены и методом электролиза, при котором грунт постепенно насыщается H^+ -ионами воды, а вытесненные катионы переносятся током в катодное отделение и затем определяются в собранных порциях катодной жидкости.

Указанные методы определения поглощенных оснований применимы к грунтам, не засоленным растворимыми солями и

не содержащим гипса и карбонатов. Если грунт засолен легко-растворимыми солями, то в фильтрате оказываются не только поглощенные катионы, но и катионы солей. В этом случае вносятся поправки на содержание катионов в водной вытяжке. Для определения поглощенных оснований в присутствии карбонатов применяются специальные методы (Шмука, Тюрина и др.). Для грунтов, содержащих гипс, не существует надежных методов определения состава поглощенных оснований.

Методы определения состава обменных катионов в некарбонатных грунтах 1 н. растворами NH_4Cl (метод Гедройца) или $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ (метод Шолленбергера), в карбонатных грунтах — 1 н. раствором (метод Тюрина), определение обменного натрия в солонцеватых грунтах титрованным раствором гипса (метод Антипова — Каратаева и Мамаевой) подробно изложены в работе [29]. Метод Пфеффера в модификации Н. И. Беляевой заключается в следующем: 50 мл фильтрата, полученного обработкой грунта реактивом Пфеффера как указано выше, выпаривают в фарфоровой чашке на водяной бане досуха. Сухой остаток осторожно прокаливают при 400°C (не выше) для удаления солей аммония. После прекращения выделения аммонийных солей в виде дыма прокаливание продолжают еще 3—4 мин (не более). В остуженные чашки добавляют три-четыре капли $\text{HCl}_{\text{конц}}$, заливают горячей водой и фильтруют в мерную колбу объемом 200—250 мл. Фильтрат промывают до потери реакции на Cl^- , после чего доводят объем дистиллированной водой до отметки и определяют в нем Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ (см. разд. 2.4).

Под суммой поглощенных оснований S понимают сумму Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ и других металлических катионов, но не включают в нее H^+ , способный к обмену при нейтральной реакции. Емкость обмена E соответствует общему числу ионов, способных к обмену нейтральными слоями. Таким образом, $E = S + \text{H}$ обменный (обозначение H условно — фактически это может быть и Al^{3+} , и $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$).

Сумму поглощенных оснований грунта можно определить вычислением, если известно количество каждого из них, или ее устанавливают непосредственно, пользуясь методом Каппена — Хильковица. Последний заключается в том, что навеска породы (не содержащая карбонатов) взбалтывается с 0,1 н. раствором HCl и фильтруется, а затем определенная часть фильтрата титруется щелочью. Широкий диапазон соотношений между породой и раствором, принятый в опыте (1:5 или 1:10), способствует полноте вытеснения и обеспечивает допустимую в массовых анализах точность (для не сильноокислых пород).

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЖИДКОГО КОМПОНЕНТА

2.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОДЕРЖАНИЯ

Известно большое число методов, позволяющих определять влажность грунтов в лабораторных условиях, что нашло отражение в ГОСТ 5180—75. К лабораторным методам определения влажности грунтов относятся группы: термических методов (термостатный, метод сушки инфракрасными лучами, метод сушки в струе горячего воздуха, конденсационный, спиртовой и парафиновый), химических методов (карбидный, гидридный) и гидростатических методов (водный). Большинство из них основано на термической или химической обработке образца грунта и определении количества выделившейся при этом влаги. Наиболее широкое применение получили методы термостатной сушки и сушки инфракрасными лучами, которые рассматриваются ниже.

Термостатный метод определения влажности грунта. Этот метод позволяет определить весовую влажность грунта по образцам, доставленным в лабораторию. Он применим для всех грунтов, за исключением разностей с высоким содержанием органического вещества (более 10 %), гипса и других кристаллогидратов. Для определения влажности грунта этим методом необходимо иметь термостат, технические или электрические весы с разновесами, эксикатор и металлические или стеклянные бюксы.

Ход определения. 1. Взвесить бюкс с крышкой, обозначив его массу g_0 . 2. Взять 10—15 г исследуемого грунта, поместить его в бюкс, закрыть крышкой и взвесить (для песчаных разностей грунтов 15 г, для глинистых — 10 г). Полученную массу обозначить g_1 . 3. Взвешенный бюкс с приоткрытой крышкой поставить в термостат. 4. Высушить образец при постоянной температуре (глинистые и песчаные грунты при 105 ± 2 °С, загипсованные — 80 ± 2 °С) в течение 5—6 ч, после чего бюкс с сухим грунтом закрыть крышкой и охладить в эксикаторе, на дне которого находится хлористый кальций, поглощающий пары воды. 5. Охлажденный бюкс с грунтом взвесить, а затем вновь поставить в сушильный шкаф для дополнительного высушивания в течение 1—2 ч. 6. Повторять указанные выше операции пока разница между двумя последующими взвешиваниями превышает $\pm 0,01$ г для образца массой от 15 до 50 г и ± 1 г — для 1 кг. За результат взвешивания принять наименьшую массу бюкса с грунтом g_2 . 7. Вычислить влажность грунта W по формуле

$$W = \frac{g_1 - g_2}{g_2 - g_0} . \quad (2.1)$$

8. Погрешность определения влажности должна быть в пределах 0,1 %. 9. При расхождении результатов двух параллельных определений более чем на 10 % от определяемой величины число определений необходимо увеличить до трех и более. Влажность образцов грунта следует вычислять как среднее арифметическое результатов параллельных определений.

Метод сушки инфракрасными лучами. Метод применим для всех грунтов, за исключением содержащих значительное количество органики. Определение влажности этим методом уступает по точности термостатному методу, но превосходит его по скорости проведения анализа и осуществляется с помощью прибора, состоящего из рефлекторной лампы инфракрасного света мощностью 250—500 Вт; электродвигателя, вращающего подставку для бюксов; корпуса с дверкой и смотровым окном; реостата с вольтметром. Прибор позволяет вести одновременно высушивание четырех проб. Температура и продолжительность сушки регулируются поднятием или опусканием лампы под вращающейся подставкой для бюксов. Для работы на приборе необходимо иметь стеклянные или металлические бюксы диаметром 3,5—4,0 см и технические весы с разновесами.

Ход определения. 1. Взвесить пустой бюкс с крышкой и обозначить его массу через g_0 . 2. Взять 5—10 г исследуемого грунта, поместить в бюкс, накрыть крышкой и взвесить, обозначив массу бюкса с грунтом через g_1 . 3. Открыть дверку прибора, поставить бюкс с грунтом (без крышки) в одно из гнезд подставки под лампой прибора. 4. Установить лампу на оптимальном расстоянии от навески, позволяющем вести высушивание при температуре 200—250 °С (расстояние подбирается опытным путем в зависимости от мощности лампы), закрепить кронштейн с лампой на штативе прибора и проверить центрирование купола лампы над пробой. 5. Закрыть дверку прибора, включить электродвигатель и лампу. 6. Сушить образец в течение 25—30 мин, наблюдая при этом за работой прибора по вольтметру. 7. По окончании сушки выключить лампу и электродвигатель. 8. Охлажденный бюкс с грунтом вынуть из прибора, закрыть стеклянной крышкой. В случае конденсации паров на внутренней части крышки поставить бюкс обратно и сушить пробу в течение 5—10 мин, повторив операции, указанные выше. 9. По окончании сушки охладить бюкс с грунтом до комнатной температуры и взвесить. Полученную массу обозначить g_2 . 10. Рассчитать влажность по формуле (2.1). 11. Для каждого образца выполнить не менее двух определений, и результаты занести в таблицу.

2.2. ИЗУЧЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

Энергетическая неоднородность влаги в породах. Энергетическая неоднородность жидкого компонента, представленного

в горных породах главным образом водой и водными растворами, обусловлена, в основном, природой поверхности твердой минеральной части пород, капиллярно-пористым строением их (характерным для дисперсных пород), качеством и количеством порового раствора [7, 13].

Исходя из анализа литературных данных, энергетически различные виды влаги в горных породах и грунтах при $t^{\circ} > 0^{\circ} \text{C}$ можно систематизировать следующим образом. Вся вода в грунтах делится на четыре (I—IV) энергетические категории, пять (1—5) типов и четырнадцать видов по уровню связи с поверхностью и механизму образования.

I. Связанная вода. 1. Кристаллической структуры минерала (химическая связь с энергией 800—80 кДж/моль): а) конституционная (немолекулярная форма воды в виде гидроксидов); б) кристаллизационная (типа кристаллогидратов); в) координационно-связанная (связанная координационно-ненасыщенными атомами и ионами кристаллической решетки). 2. Адсорбционно-связанная поверхностью (физико-химическая связь с энергией 80—0,4 кДж/моль): а) мономолекулярной (первичной) адсорбции (напряженность силовых полей 10^3 — 10^2 МПа); б) полимолекулярной (вторичной) адсорбции (толщина пленки до 0,002 мкм, напряженность силовых полей порядка 1—0,1 МПа).

II. Вода переходного состояния (от связанной к свободной). 3. «Осмотически» поглощенная (энтропийный характер поглощения (сорбции) за счет осмотических сил при концентрации порового раствора менее 1 н., толщина пленки от 0,001 до 0,1 мкм, напряженность силовых полей порядка 1—0,01 МПа, находится в области диффузной части двойного электрического слоя). 4. Капиллярно-поглощенная (физико-механический характер поглощения за счет менисковых сил, напряженность силовых полей порядка 10—0,001 МПа, в ультра-, микро- и мезокапиллярных порах): а) капиллярно-конденсированная (образуется за счет капиллярной конденсации преимущественно в разобщенных капиллярных порах (диаметром 0,0015—0,03 мкм вблизи контактов частиц и внутри агрегатов, напряженность силовых полей порядка 10—1 МПа); б) капиллярно-осмотическая (образуется в ультракапиллярах, занятых осмотической водой, диаметром 0,01—0,1 мкм, преимущественно стыковая и внутриагрегатная, напряженность силовых полей порядка 1—0,1 МПа); в) собственно капиллярная (образуется в микрокапиллярных, преимущественно сквозных, порах диаметром 0,1—10 мкм, имеет максимальную высоту поднятия в суглинистых породах, напряженность силовых полей порядка 1—0,01 МПа); г) капиллярно-гравитационная (образуется в мезокапиллярных порах диаметром 10—100 мкм, имеет небольшую высоту поднятия в супесчаных породах, напряженность силовых полей порядка 0,01—0,001 МПа).

III. Свободная вода в жидком состоянии. 5. Гравитационная (находится под действием сил гравитации в порах диаметром

более 100 мкм): а) иммобилизованная в замкнутых крупных порах; б) текучая.

IV. Вода в газообразном состоянии (в пространстве, не занятом жидкой водой): а) пар насыщенный (при влажности породы, превышающей максимальную гигроскопическую, и относительном давлении паров $P/P_s \approx 1$, где P — давление пара; P_s — давление насыщенного пара; б) пар ненасыщенный (при влажности породы менее максимальной гигроскопической и относительном давлении паров $P/P_s < 1$).

Свойства рассмотренных видов влаги связаны с механизмом их образования. Поле поверхностных сил в наибольшей степени влияет на свойства жидкого компонента грунтов вблизи поверхности твердой частицы на расстоянии до 0,01 мкм, т. е. сказывается на свойствах связанной воды и частично воды переходного состояния. При этом плотность связанной воды выше, а в области влаги переходного состояния ниже плотности свободной воды; вязкость связанной и осмотической влаги повышена по сравнению со свободной водой, а температура замерзания — понижена. Адсорбционно-связанная вода практически не замерзает вплоть до -100°C , диэлектрическая проницаемость и растворяющая способность у связанной воды также ниже, чем у свободной, и т. д.

Все указанные формы влаги встречаются в различных по составу грунтах, однако чем больше удельная поверхность твердого компонента грунта и меньше его влажность, тем большую роль играет связанная вода [13].

Энергетические особенности связанной воды и воды переходного состояния характеризуются главным образом параметрами сорбционного процесса, энергией или теплотой, выделяющейся при смачивании, изменением подвижности молекул воды при связывании с поверхностью, энергией отрыва молекул воды при дегидратации, а с термодинамических позиций — изменением термодинамических потенциалов влаги (напряженностью силовых полей).

Сорбционные методы. Адсорбцией называется изменение концентрации вещества на границе раздела фаз (твердой и газообразной или твердой и жидкой) при поглощении твердым телом молекул газа, жидкости и растворенного в жидкости вещества за счет адсорбционных сил поверхности (физических или химических). Адсорбция характеризуется количеством адсорбированного вещества, приходящегося на единицу поверхности, объема или массы вещества.

При адсорбции из паров определяют зависимость количества адсорбирующегося вещества a (в данном случае воды) от равновесного давления P или относительного давления водяного пара P/P_s при постоянной температуре, т. е. пользуются методом снятия изотерм адсорбции (а также десорбции) паров воды на образцах дисперсных грунтов.

С целью получения изотерм адсорбции (десорбции) исполь-

зуются специальные климатические камеры (например, типа Фейтрон) или чаще — различные адсорбционные установки. Общая схема одной из них приведена на рис. 14.

Иногда для снятия изотерм адсорбции — десорбции пользуются менее точным, но более простым так называемым эксикаторным методом. Он состоит в том, что на дно эксикаторов наливают различные водные растворы электролита, над ко-

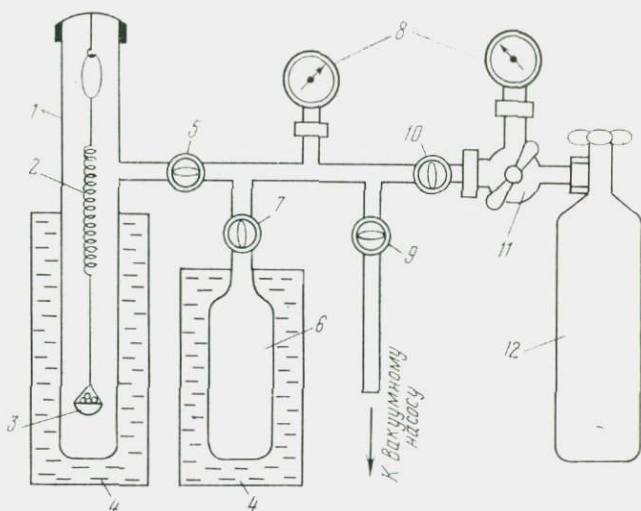


Рис. 14. Схема адсорбционной установки:

1 — адсорбционная камера; 2 — весы Мак-Бена; 3 — чашечка с навеской адсорбента; 4 — термостат; 5 — кран; 6 — сосуд-распределитель газа; 7 — кран к распределителю; 8 — манометр; 9 — кран к вакуумному насосу; 10 — кран к баллону; 11 — регулятор давления; 12 — баллон с газом

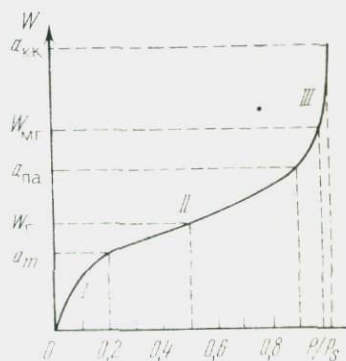


Рис. 15. Изотерма полимолекулярной адсорбции, усложненной капиллярной конденсацией

торыми в замкнутом объеме эксикатора устанавливается определенное давление водяных паров. В верхнюю часть эксикатора (над уровнем раствора) на перфорированную подставку помещают открытые стеклянные бюксы с навеской (3—5 г) воздушно-сухого грунта. В качестве электролитов используют растворы серной кислоты разных концентраций или насыщенные растворы различных солей (табл. 9).

Относительное давление паров (P/P_s) над насыщенными растворами солей при $t = 20^\circ\text{C}$

Соли	P/P_s	Соли	P/P_s	Соли	P/P_s	Соли	P/P_s
ZnCl ₂	0,10	K ₂ CO ₃	0,44	NaCl	0,75	BaCl ₂	0,90
LiCl	0,15	Na ₂ Cr ₂ O ₇	0,52	NH ₄ Cl	0,80	Na ₂ CO ₃	0,91
CH ₃ COOK	0,20	Ca(NO ₃) ₂	0,55	KCl	0,86	K ₂ SO ₄	0,98
CaCl ₂	0,32	NH ₄ NO ₃	0,63	K ₂ CrO ₄	0,88	H ₂ O (дистиллированная)	1,00

При проведении опыта устанавливают 6—10 эксикаторов с растворами, создающими различные P , в интервале $P/P_s = 0,1—1$. После достижения адсорбционного равновесия в образце (но не раньше чем через 10 дней) бюкс с грунтом извлекают из эксикатора, быстро закрывают крышкой и взвешивают. Эту операцию периодически повторяют до тех пор, пока навески грунта не будет постоянна. Тогда определяют влажность грунта, соответствующую конкретному значению P или P/P_s , и так для всех P/P_s . По результатам испытаний строят затем изотерму адсорбции в координатах $W = f(P/P_s)$.

Следует отметить, что данные, полученные эксикаторным методом, недостаточно точны, так как при этом трудно создать условия постоянства температуры в опыте, а также (что очень важно) не производится предварительная очистка образцов от газообразной фазы (воздуха) вакуумированием.

Результаты измерения адсорбционной (и десорбционной) способности грунтов выражают в форме изотерм адсорбции — десорбции, т. е. в виде зависимости влажности W образцов от P или P/P_s .

На рис. 15 изображена типичная для капиллярно-пористых адсорбентов S-образная изотерма полимолекулярной адсорбции, усложненной капиллярной конденсацией; близки к ней по форме и изотермы для дисперсных лёссовых и глинистых грунтов. Десорбционная кривая имеет такой же вид, но она проходит несколько выше адсорбционной, поскольку для глинистых грунтов характерен гистерезис адсорбции — десорбции, существующий почти во всем диапазоне значений P/P_s [43].

Анализ адсорбционной (и десорбционной) кривой производят следующим образом. Начальный, круто поднимающийся вверх, почти прямолинейный участок I кривой (см. рис. 15) показывает, что при малых давлениях пара (вплоть до $P/P_s \approx 0,1—0,3$ при $a = a_m$) первичная, мономолекулярная адсорбция происходит наиболее энергично на самых активных адсорбционных центрах и прямо пропорциональна давлению паров. Второй — менее наклонный участок II соответствует средним давлениям паров в области вторичной полимолекуляр-

ной адсорбции ($a = a_{па}$). Наличие его говорит о том, что адсорбционные силы действуют на большее расстояние от поверхности.

Участок III изотермы, при $P/P_s > 0,8 - 0,9$, показывающий резкое увеличение поглощения молекул воды (в то время как силы адсорбции приближаются к нулю), характеризует область капиллярной конденсации ($a_{кк}$). Это явление связано с тем, что в мелких порах микропористых адсорбентов происходит сжижение паров адсорбтива (воды), поскольку над вогнутыми менисками пары конденсируются при более низком давлении, чем над плоской поверхностью. Капиллярная конденсация зависит не от адсорбционных сил, а от радиуса капилляра. В области капиллярной конденсации обычно наблюдается явление гистерезиса (несовпадение изотерм адсорбции и десорбции), связанное преимущественно с различием механизма заполнения и освобождения пор. Для глинистых минералов характерен аномальный гистерезис кривых адсорбции — десорбции, имеющий место не только в области капиллярной конденсации, но уходящий в область очень малых относительных давлений паров (до $P/P_s \approx 0,1$), что объясняется физическим механизмом адсорбции и, возможно, образованием координационных соединений воды химического типа.

Величина мономолекулярной адсорбции a_m более точно определяется с помощью различных уравнений. Наибольшее распространение получило уравнение БЭТ (названное по начальным буквам фамилий авторов теории полимолекулярной адсорбции С. Брунауэра, П. Эметта и Э. Теллера), которое в линейной форме имеет следующий вид:

$$\frac{P/P_s}{a [1 - (P/P_s)]} = \frac{1}{a_m C} + \frac{C + 1}{a_m C} (P/P_s), \quad (2.2)$$

где a — количество адсорбированного вещества при данном P в области применимости уравнения БЭТ ($P/P_s = 0,05 \div 0,35$); C — константа равновесия адсорбции, связанная с энергией адсорбции в первом слое. Уравнение графически решается в координатах $\frac{(P/P_s)}{a [1 - (P/P_s)]}$ и P/P_s . Следует, однако, иметь в виду,

что молекулы воды адсорбируются на поверхности минералов не сплошным слоем, а участками (островками), а поэтому величины a_m характеризуют не «плотный монослой» молекул на поверхности, а лишь молекулы воды, взаимодействующие непосредственно с наиболее активными адсорбционными центрами поверхности. Величину a_m при этом называют «условным монослоем».

Таким образом, проведя адсорбционный анализ полученных результатов, можно выделить для образцов грунта количество воды мономолекулярной a_m и полимолекулярной $a_{па}$ адсорбций, а также капиллярной конденсации $a_{кк}$. Для грунтов, не содержащих минералы с разбухающей кристалличе-

ской решеткой, величины a_m близки к влажности воздушно-сухого образца W_r ; количество влаги полимолекулярной адсорбции можно определить (приближенно) при $P/P_s \approx 0,9$ (над насыщенным раствором BaCl_2), а количество всей адсорбированной и капиллярно-конденсированной влаги близко или несколько больше максимальной гигроскопической влажности $W_{\text{мг}}$, определенной по методу А. Н. Николаева (над насыщенным раствором K_2SO_4).

При взаимодействии грунтов с жидкой водой и водными растворами адсорбционные процессы практически невозможно отделить от явлений поглощения влаги, вызванных другими причинами (например, осмосом). В связи с этим рассмотрим процесс сорбции грунта из водных растворов.

Стандартных прямых методов для определения адсорбционной влагоемкости дисперсных грунтов, взаимодействующих с водой и водными растворами, не существует. Однако оценивать количество максимальной адсорбированной влаги $W_{\text{мав}}$ (по А. А. Роде) рекомендуется по величине «нерастворяющего объема», понятие о котором введено А. Ф. Трофимовым в 1925 г. Для этого следует использовать растворы хлоридов солей, например CaCl_2 , достаточно высоких концентраций (более 0,1 н.). Опыт проводится следующим образом. Навеска (1—5 г) воздушно-сухого грунта обрабатывается определенным количеством раствора CaCl_2 различных концентраций (от 0,01 до 1 н.) и выдерживается в течение 1—3 сут в закрытых колбах или пробирках. Количество приливаемого раствора определяется массой навески и водоудерживающей способностью грунта: раствор должен остаться в небольшом избытке после замачивания навески в количестве, достаточном для измерения его концентрации. Изменение температуры на 1—2 °С практически не отражается на результатах, а следовательно, строгое термостатирование при изучении сорбции из растворов можно не применять. После достижения сорбционного равновесия в грунте следует осторожно отобрать пипеткой прозрачный раствор над грунтом или собрать раствор в виде фильтра (отбрасывая первые его порции). Оттитровать исходный и прореагировавший раствор CaCl_2 (по хлор-иону). Количество (или объем) влаги W_x , сорбированной 100 г грунта, определяют на основе данных об отрицательной сорбции солей грунтом (полагая, что между сорбированной водой и раствором, содержащим ионы электролита, существует резкая граница), по формуле

$$W_x = \frac{V(C_V - C_0) + bC_V}{C_V m} \cdot 100, \quad (2.3)$$

где V — объем прибавленного раствора; C_0 и C_V — концентрации, соответственно, исходного и равновесного раствора, b — количество воды в воздушно-сухой навеске; m — масса воз-

душно-сухой навески. Зависимость $W_x = f(C_0)$ изображают графически. Значения W_x , не зависящие от C_0 , считают равными $W_{\text{мав}}$.

Помимо указанного способа определения количества влаги, сорбированной грунтом, можно в первом приближении рассчитать количество воды $W_{\text{осм}}$, «осмотически» поглощенной грунтом, по модифицированной формуле Вант-Гоффа:

$$W_{\text{осм}} = \frac{RT}{P_{\text{осм}}} \cdot E_{\text{к}}^a, \quad (2.4)$$

где R — газовая постоянная ($8,32 \cdot 10^3$ Дж/(градус · кмоль)); T — абсолютная температура; $P_{\text{осм}}$ — осмотическое давление, определяемое как остаточное осмотическое давление $P_{\text{осм}}^0$, близкое для глин к 0,05 МПа (или $P_{\text{осм}}^0 + \sigma$, здесь σ — внешнее давление); $E_{\text{к}}^a$ — среднее эффективное количество активных обменных ионов в молях на 100 г сухого образца, устанавливаемое по поверхностной проводимости (см. разд. 9.3). Формула (2.4) применима при низких концентрациях взаимодействующего раствора (до 0,05 н).

Изучение энергетической неоднородности влаги в грунтах методом измерения теплоты адсорбции и смачивания. Адсорбция является экзотермическим процессом, и с точки зрения современных термодинамических представлений теплота смачивания рассматривается как результат изменения поверхностной энергии. Чем выше удельная поверхность адсорбента и энергетическое взаимодействие растворителя с последним, тем больше выделяется теплоты при смачивании.

П. А. Ребиндер [36] предложил использовать в качестве оценки гидрофильности (или полярности) вещества величину $\beta = Q_1/Q_2$ — отношение теплоты смачивания вещества водой Q_1 и углеводородом Q_2 . Гидрофильная поверхность имеет величину $\beta > 1$. Общее количество тепла Q , выделившегося при адсорбции или смачивании поверхности, отнесенное к единице массы вещества m , называют интегральной теплотой Q_i адсорбции или смачивания: $Q_i = Q/m$, а отнесенное к единице поверхности S_0 — удельной теплотой адсорбции или смачивания: $q = Q/S_0$. Удельная теплота смачивания является мерой полярности и гидрофильности поверхности твердых тел. Однако при этом следует также учитывать расход тепловой энергии на разрушение исходной структуры воды при переходе ее в связанное состояние, на отрыв и гидратацию обменных ионов и раздвижение слоев набухающих минералов [13, 43].

Если интегральная и удельная теплота смачивания дают представление о средней энергетической характеристике грунтов, то сведения об энергетической неоднородности поверхностного слоя воды можно получить, изучая дифференциальную теплоту Q_d адсорбции и смачивания. Под дифференциальной теплотой понимают количество тепла dQ , выделившегося при дополнительной адсорбции dm или смачивании

вещества, поверхность которого предварительно частично уже была заполнена растворителем: $Q_d = dQ/dm$. Величина Q_d непосредственно определяется энергией связи адсорбируемых молекул воды с адсорбционными центрами поверхности; при этом первые порции воды связываются наиболее активными центрами, а по мере насыщения их адсорбируются все менее активными участками поверхности.

Так как теплота смачивания дисперсных грунтов по существу является теплотой перехода воды из свободного в связанное состояние, то А. В. Думанский и Ф. Д. Овчаренко предложили определять количество связанной воды для них по той предельной величине адсорбции влаги, при которой теплота смачивания предварительно увлажненного образца близка к нулю [43]. Следует отметить, что установленное таким методом количество связанной воды примерно соответствует влаге грунтов, равновесной с относительным давлением паров $P/P_s \approx 0,9$.

Теплоту адсорбции и смачивания измеряют в калориметрах и микрокалориметрах различных конструкций, причем чем больше удельная поверхность грунта, тем менее высокочувствительная аппаратура требуется. Наиболее распространены калориметры адиабатического типа, описанные в работах М. М. Попова, Ф. Д. Овчаренко и др. При измерении теплоты адсорбции

Рис. 16. Ячейки для определения теплоты смачивания грунта, помещенного в емкость с колпачком (а) и в стеклянную ампулу (б):

1 — навеска грунта; 2 — вода; 3 — стержень; 4 — корпус; 5 — колпачок; 6 — поддон; 7 — шомпол; 8 — ампула

ячейка с образцом помещается в калориметр, где и проводится изучение адсорбционного процесса, наряду с этим измеряют и тепловые характеристики.

Подготовка образца для определения теплоты смачивания аналогична подготовке при измерении адсорбции, т. е. образец вакуумируют и обезвоживают до нулевой или, если определяют Q_d , то до определенной влажности (выдерживают образец над парами с различными значениями P/P_s). Подготовленные образцы помещают в специальную емкость с колпачком (рис. 16, а) или в стеклянную ампулу (см. рис. 16, б), которую запаивают и переносят в стакан калориметра, где после урав-

новешивания температуры с объемом калориметра ампулу разбивают шомполом. Опыт в адиабатическом калориметре производят следующим образом. После установления в калориметре постоянной температуры записывают в течение 5—10 мин показания двух термометров Бекмана (начальный ход калориметра), а затем открывают (или разбивают) ячейку с грунтом, наблюдая и фиксируя изменение температуры в калориметре (главный период смачивания). После окончания роста температуры еще в течение 5—10 мин снимают показания термометров. Опыт повторяют три раза и определяют среднюю величину интегральной теплоты смачивания по формуле

$$Q_i = \frac{(xt + \Delta t)(F + m_r C_r + m_b C_b + m_a C_a)}{m_r}, \quad (2.5)$$

где xt — поправка на ход калориметра, равная $\left(\frac{\Delta t_1}{n_1} + \frac{\Delta t_2}{n_2}\right) \times \frac{n}{2}$; Δt_1 и Δt_2 — разность хода температур, соответственно, начального и конечного периодов; n_1 , n_2 и n — число отсчетов, соответственно, начального, конечного и главного периодов; Δt — разность хода температур главного периода; F — постоянная калориметра (например, 192,7); m_r — масса навески грунта (от 0,1 до 3 г в зависимости от величины S_0); C_r — теплоемкость грунта; m_b — масса воды в стакане калориметра; C_b — теплоемкость воды, равная 4,18 кДж/(кг·град); m_a — масса стеклянной ампулы; C_a — теплоемкость стекла, равная 0,8 кДж/(кг·градус).

Метод термической дегидратации. Наиболее обоснованную оценку форм связи воды с дисперсным телом, согласно П. А. Ребиндеру, позволяет дать изучение взаимодействия этих компонентов в процессе обезвоживания. В настоящее время наиболее распространены методы термической дегидратации грунтов, т. е. удаления воды из грунтов путем их нагревания. Термическая дегидратация грунтов может осуществляться в основном двумя способами сушки: при изотермическом и неизотермическом режимах.

Метод обезвоживания дисперсных грунтов в изотермическом режиме теоретически наиболее полно разработан А. В. Лыковым и применен М. Ф. Казанским, Б. М. Гуменским и др. Образцы сушат в термостатах при различных, но постоянных в течение всего процесса обезвоживания температурах. Изменение влажности W образца фиксируется через определенные промежутки времени t вплоть до полной потери влаги грунтом.

В результате опыта получается график зависимости $W = f(t)$. По изменению наклона отрезков кривой дегидратации и по «критическим» точкам перегиба определяют различные формы влаги, интерпретируемые качественно. В большинстве случаев

этот метод не дает строгих количественных характеристик энергетически разных форм влаги, поскольку при высокотемпературной (более 100 °С) сушке может происходить как бы наложение эффектов, имеющих место при испарении различных видов влаги в диапазоне близких температур, а сушка в условиях низких температур (менее 100 °С), помимо длительности процесса, не позволяет получать резких точек перегиба. При этом образцы грунтов, по-видимому, полностью не обезвоживаются. Кроме того, положение критических точек на изотермической кривой кинетики сушки существенно зависит от исходной влажности образцов и выбранного температурного режима.

Более определенной энергетической кинетической характеристикой связи различных форм влаги с поверхностью является энергия активации E молекул воды при испарении, связанная с величиной энергетического барьера, который надо преодолеть молекулам воды при выходе из испаряющегося поверхностного слоя системы.

Для расчета E при изотермическом методе определяется константа скорости реакции дегидратации K для одного образца при разных температурах T по формулам

$$\frac{d\alpha}{dt} = -K\alpha^n \quad \text{или} \quad \frac{d\alpha}{dt} = K(1-\alpha)^n, \quad (2.6)$$

$$K = Z \exp(-E/RT), \quad (2.7)$$

где α — доля вещества, разложившегося (испарившегося) к моменту времени t , $\alpha = W/W_0$ (W и W_0 — потеря массы образца при испарении, соответственно, текущая и полная); n — порядок реакции (принимаемый обычно за 1); Z — предэкспоненциальный множитель; R — газовая постоянная (8,32 кДж/(кмоль·градус)). Логарифмируя выражение (2.7), получают уравнение прямой Аррениуса:

$$\ln K = \ln Z - E \frac{1}{RT}, \quad (2.8)$$

по которому в координатах $\ln K$ и $1/RT$ определяется E как тангенс угла наклона этой прямой к оси абсцисс.

Изотермический метод определения E довольно трудоемок, что исключает его применение для серийных определений. В связи с этим появились работы, обосновывающие применение более быстрого неизотермического метода.

Неизотермический метод сушки использовали многие авторы. Обезвоживание образцов при этом производится на различных дифференциально-термических установках (например, типа пирометра Н. С. Курнакова) с термовесовым устройством для учета потери массы образца при постоянно повышающихся температурах нагрева (в диапазоне 20—200 °С).

По величине скорости потери массы образца при различных

температурах косвенно судят о прочности связи воды с дисперсным грунтом, которая обычно рассчитывается на основании графического дифференцирования данных, полученных по кривой потери массы образца. Построение такой кривой довольно трудоемко и не дает точных результатов.

Точные экспериментальные данные скорости потери массы образца возможно получить на автоматической термогравиметрической установке типа дериватограф (рис. 17). На ней для одной навески одновременно получают кривые: температурную

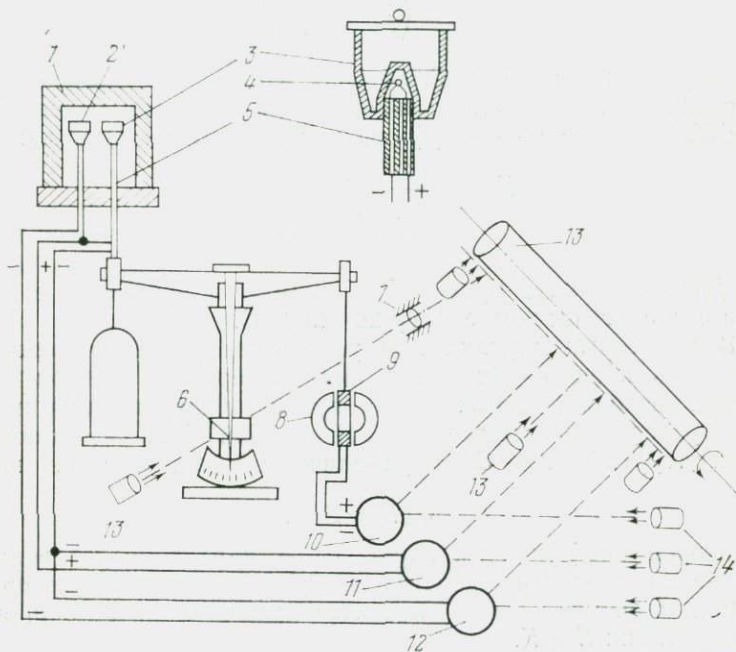


Рис. 17. Схема дериватографа:

1 — печь; 2 — тигель для эталона; 3 — тигель для пробы; 4 — горячий спай термопары; 5 — фарфоровая трубка-держатель термопары тигля; 6 — стрелка весов; 7 — фокусирующая линза; 8 — постоянный магнит; 9 — электродушка; 10—12 — гальванометры для записи кривых (10 — ДТГ, 11 — Т, 12 — ДТА); 13 — барабан самописца; 14 — осветители

(Т), дифференциально-термическую (ДТА), а также интегральную (ТГ) и дифференциальную кривые потери массы (ДТГ) (см. рис. 17).

Формально-кинетический подход к процессу дегидратации дисперсных грунтов в неизотермическом режиме позволяет по величине E получить количественные оценки качественных изменений состояния воды в дисперсных грунтах, используя кривые ТГ и ДТГ. При этом кривая ТГ рассматривается как обобщенная кинетическая кривая, заменяющая ряд изотермических кривых, полученных при разных температурах. Формулы (2.6) и (2.7) можно применить при изучении процесса дегидратации

в неизотермическом режиме (по Н. Д. Топору), однако при этом необходимо учесть изменение температуры со временем, которое определяется скоростью нагрева $q = dT/dt$. В формулу (2.6) вводят поправку, заменяя $\frac{d\alpha}{dt} = \frac{dW}{dt} \frac{1}{W_0}$ на $\left(\frac{dW}{dT}\right) q \frac{1}{W_0}$, тогда

$$K = \frac{\left(\frac{1}{W_0}\right) \left(\frac{dW}{dT}\right) q}{\left(1 - \frac{W}{W_0}\right)^n}, \quad (2.9)$$

или с учетом кривой ДТГ, которая представляет собой график функции $f(t)$, пропорциональной скорости потери массы: $f(t) = (dW/dt) \kappa$ (где κ — коэффициент пропорциональности):

$$K = \frac{f(t)}{W_0 \kappa \left(1 - \frac{W}{W_0}\right)^n}, \quad (2.10)$$

где $f(t)$ — ордината кривой ДТГ в момент времени t в диапазоне исследуемых температур 20—200 °С.

В некоторых случаях для упрощения расчетов можно исследовать процесс обезвоживания дисперсных грунтов с различной исходной влажностью путем аппроксимации начального участка экспериментальной кривой ДТГ (в диапазоне температур 20—200 °С) параболической зависимостью вида

$$\varphi(T) = AT^2, \quad (2.11)$$

в которой коэффициент параболы A характеризует величину изменения скорости процесса дегидратации и связан определенной зависимостью с кинетическими константами процесса дегидратации E и K .

Кроме того, можно изучать процесс дегидратации грунтов с различной исходной влажностью путем выделения на начальной части кривой ДТГ прямолинейного участка (в диапазоне температур 20—200 °С), указывающего на постоянство величины ускорения потери влаги образцом (например, при $\Delta T = 35 \div 65$ °С), для которого по ТГ и T определяется средняя скорость процесса испарения воды по температуре ($\Delta W/\Delta T$) для всех исходных влажностей W образцов грунта, которая затем изображается графически. Это позволяет выразить данные дегидратации, как бы полученные в изотермическом режиме (например, при средней $T \approx 50$ °С). Возможны и другие варианты обработки данных, полученных на дериватографе.

Изучение подвижности молекул воды в грунтах методом ядерного магнитного резонанса (ЯМР). Связывание воды поверхностью грунтов влияет на подвижность ее молекул, уменьшая ее в несколько раз (в пределах одного порядка), причем

толщина такой зоны пониженной подвижности в глинистых грунтах (по В. И. Квливидзе и А. В. Краснушкину) составляет несколько нанометров (область полислоистой адсорбции).

В основе метода ЯМР лежит поглощение электромагнитной энергии веществом, находящимся в постоянном магнитном поле H_0 , когда частота электромагнитного излучения ω_0 удовлетворяет условию резонанса: $\omega_0 = \gamma H_0$ (где γ — гиромагнитное отношение исследуемых ядер).

Для жестко закрепленных пар ядер или протонов H_2O спектры ЯМР представляют собой дублет, расстояние между компонентами которого определяется величиной локального магнитного поля ΔH , действующего на протон. Если молекула воды получает возможность двигаться, то это приводит к уменьшению локального поля и сужению линии ΔH . При поглощении электромагнитной энергии нарушается тепловое равновесие между системой ядерных спинов и ее окружением. Процесс установления равновесия называется спин-решеточной релаксацией и характеризуется временем T_1 . Установление равновесия в системе спинов определяет спин-спиновое время релаксации T_2 , которое обратно пропорционально наблюдаемой ширине линии ΔH .

По теории БПП (Н. Бломбергера, Э. Перселла и Р. Паунда) для жидкости T_1 и T_2 связаны с временем корреляции τ_c , которое и характеризует подвижность молекул. Во многих случаях температурная зависимость τ_c определяется из выражения

$$\tau_c = \tau_0 \exp\left(\frac{E}{kT}\right), \quad (2.12)$$

где E — энергия активации движения; k — постоянная Больцмана.

Таким образом, анализ спектра ЯМР позволяет получить информацию о положении и взаимодействии ядер, о характере подвижности и энергиях активации движений.

Наряду с этим метод ЯМР дает возможность определять количество связанной воды, вязкость водного компонента грунта, коэффициент самодиффузии молекул воды в различном энергетическом состоянии, фазовое состояние воды в грунтах, подвижность и содержание ряда ионов солей (в том числе и обменных ионов), таких, как H^+ , Li^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , F^- , R^{4-} и др., а также позволяет изучать изменение их концентраций в поровом растворе, а следовательно, и измерять растворяющую способность энергетически различных форм влаги и т. п. Необходимо отметить, что данным методом можно изучать кинетику процессов, происходящих в водном компоненте грунта под влиянием различных факторов (температуры, химического модифицирования, давления) без разрушения исходной структуры образца.

Для изучения спектров ЯМР используются различные методики (стационарные, импульсные и др.) и специальная

аппаратура (например, спектрометр широких линий и импульсный радиоспектрометр, которые достаточно сложны и требуют специальной подготовки для их применения). Познакомиться с применением метода ЯМР для дисперсных систем и грунтов можно в работах В. И. Квливидзе, А. В. Краснушкина и И. В. Языниной и др.

Методы определения давления (потенциала) влаги. Исследование энергетического состояния воды в грунтах с помощью давления P_v (в Па) или потенциала Φ_v (в Дж/кг) влаги основано на термодинамических закономерностях влаги, находящейся в равновесии с грунтом.

Давление влаги P_v определяется величиной работы, затрачиваемой на преодоление водоудерживающих сил при извлечении из грунта единицы объема V воды:

$$P_v = \frac{dA}{dV} = \frac{dZ}{dV} = \frac{dF}{dV},$$

где Z — изобарно-изотермический потенциал; F — изохроно-изотермический потенциал. Давление P_v и потенциал Φ_v влаги связываются величиной плотности ρ_v воды $\Phi_v = P_v \rho_v$.

Полный потенциал Φ_v или давление P_v влаги в грунте складывается из отдельных составляющих [42]:

$$-\Phi_v = (-\Phi_{\text{адс}} - \Phi_{\text{осм}} - \Phi_{\text{кап}} - \Phi_{\text{гр}} \dots - \Phi_i), \quad (2.13)$$

где $\Phi_{\text{адс}}$ — адсорбционный, $\Phi_{\text{осм}}$ — осмотический, $\Phi_{\text{кап}}$ — капиллярный, $\Phi_{\text{гр}}$ — гравитационный потенциалы.

Величины P_v и Φ_v в грунте, находящемся в состоянии полного водонасыщения (при влажности $W = W_n$, где W_n — влажность свободного набухания), близки к давлению (потенциалу) свободной чистой воды, которое принимается за нуль. Конечной целью энергетической оценки воды в грунте является получение зависимостей $P_v = f(W)$ или $\Phi_v = f(W)$.

Для определения P_v в настоящее время применяются прямые и косвенные методы. К первой группе относятся гигроскопические (активный и пассивный) методы и метод гидравлического равновесия, ко второй группе — криоскопические и электрометрические. Следует заметить, что для грунта пока невозможно определить зависимость $P_v = f(W)$ во всем диапазоне значений W и P_v каким-либо одним методом, поэтому для получения полной зависимости обычно приходится использовать несколько методов.

Методы гидравлического равновесия являются по существу наиболее простыми, но требуют применения сложной аппаратуры. Обзор их дан в работах И. И. Судницына [42], Б. Н. Мичурина, А. М. Глобуса, Н. Е. Эдлефсена и др. Некоторые из них (в том числе методы тензиометров, мембранного пресса и т. д.) описаны ниже применительно к характеристике капиллярной воды в грунте (см. разд. 9.7).

Гигроскопические методы основаны на том, что

в состоянии термодинамического равновесия химический потенциал μ одинаков во всех фазах системы: $\mu_{\text{в}} = \mu_{\text{пар}}$ (где $\mu_{\text{в}}$ — химический потенциал жидкой (адсорбированной из паров) воды на поверхности грунта; $\mu_{\text{пар}}$ — то же, паров воды). Таким образом,

$$\mu_{\text{в}} = \mu_{\text{пар}} = \frac{RT}{V_m \rho_v} \ln \left(\frac{P}{P_s} \right), \quad (2.14)$$

где R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; V_m — мольный объем воды; ρ_v — плотность воды; P — давление пара; P_s — давление насыщенного пара.

Поскольку $P_{\text{в}} = \mu_{\text{в}} \rho_v$, то, зная относительную упругость пара, находящегося в равновесии с влагой, адсорбированной на поверхности твердой фазы грунта, легко определить и давление (потенциал) влаги по формуле (2.14) или по табл. 10.

Таблица 10

Зависимость между относительным давлением паров воды (P/P_s) и давлением влаги ($P_{\text{в}}$) при различных температурах

P/P_s	$P_{\text{в}}$ (в МПа) при температуре (°C)				
	1	10	20	30	40
1,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
0,98	2,47	2,55	2,64	2,73	2,81
0,90	12,84	13,23	13,76	14,22	14,71
0,80	27,26	28,14	29,14	30,11	31,09
0,70	43,54	45,01	46,58	48,15	49,72
0,60	62,46	64,42	66,72	68,94	71,29
0,50	84,63	87,47	90,54	93,55	96,79
0,40	111,79	115,71	119,70	123,56	127,98
0,30	147,10	152,00	157,28	162,50	167,99
0,20	196,62	202,80	210,25	217,22	224,57
0,10	280,96	290,27	300,79	310,87	320,68

Гигроскопические методы могут применяться в двух вариантах [42]: активном и пассивном. В первом случае задаются определенные значения P/P_s (см. выше) и фиксируются изменения влажности грунта (адсорбции); во втором случае — наоборот, проводятся психрометрические измерения величин P/P_s , соответствующих данной влажности грунта.

Общее требование, предъявляемое ко всем гигроскопическим методам, заключается в необходимости соблюдать высокую термостатичность, поскольку колебания температуры даже на доли градуса вызывают изменения $P_{\text{в}}$ на единицы и десятки мегапаскалей. Вследствие этого $P_{\text{в}}$ наиболее строго этим методом определяется в адсорбционных установках с точными термостатами, обеспечивающими постоянство температуры с колебаниями не более $\pm 0,01$ °C.

Гигроскопические методы позволяют определять потенциал (давление) влаги в пределах гигроскопичности грунта: от a_m до $W_{\text{кр}}$, или от 1 до 300 МПа.

Криоскопические методы основаны на термодинамической зависимости между величиной давления P_v или потенциала Φ_v влаги и понижением температуры замерзания ΔT влаги в грунте, выведенной Н. Е. Эдлефсенем и А. Б. Андерсеном:

$$P_v = \frac{L}{T_0 V_m} \Delta T \quad \text{и} \quad \Phi_v = \frac{L}{T_0 M} \Delta T, \quad (2.15)$$

где L — мольная скрытая теплота замерзания воды, равная 6013 Дж/моль; T_0 — абсолютная температура замерзания чистой воды, равная 273 К; V_m — мольный объем воды; M — молекулярная масса воды, равная 18,0152 и связанная с плотностью воды ρ_v соотношением $M = V_m \rho_v$; $\Delta T = T_3 - T_0$ — понижение температуры замерзания влаги в грунте по сравнению с чистой водой (здесь T_3 и T_0 — температура замерзания влаги соответственно в грунте и чистой воды). Определяя опытным путем величину ΔT при разном влагосодержании W в грунте, затем рассчитывают зависимость $P_v = f(W)$ или $\Phi_v = f(W)$.

Многочисленные опыты показывают [42], что криоскопический метод дает наилучшие результаты в диапазоне давления влаги P_v от 0,1 до 2 МПа.

И. И. Судницын делит криоскопические методы на две группы: при использовании методов первой группы определяется ΔT наименее «связанной» части влаги в грунте; второй — измеряется количество льда, образовавшегося при заданной отрицательной температуре.

Определение ΔT проводят в криоскопах с охлаждающей смесью (снег с солью или сухой лед $\text{CO}_{2\text{ТВ}}$) или в холодильниках, в которые помещаются исследуемые образцы грунта массой 50—100 г [2, 42]. В образцы вводят датчики температуры для определения ΔT : термометр Бекмана, термометры сопротивления или термодпары. Для предотвращения слишком быстрых перепадов температуры образцы предварительно выдерживают при 0—1 °С. Величину ΔT измеряют с точностью $\pm 0,01$ °С и затем вычисляют значения P_v и Φ_v по приведенным выше формулам. Проводя эти определения при разных значениях W , получают кривую искомой зависимости $P_v = f(W)$.

Криоскопические методы определения P_v довольно просты, однако отрицательные температуры влияют на структурно-текстурные особенности грунтов, растворимость многих веществ, гидратацию твердой поверхности, а также на поверхностное натяжение воды, что, естественно, отражается на изменении величин потенциала Φ_v и давления P_v влаги.

Электрометрические методы. Сущность одного из наиболее распространенных электрометрических методов — оп-

ределения потенциала (давления) влаги с помощью блоков сопротивления — состоит в том, что давление влаги измеряется не в самом грунте, а в стандартном, предварительно калиброванном пористом теле (блоке), находящемся в гидравлическом контакте и равновесии с грунтом. Этот метод разрабатывался Г. Боюкосом, И. И. Судницыным и Н. А. Муромцевым [2, 42].

Блоки сопротивления, изготавливаемые из различных материалов, чаще всего из гипса или бетона, имеют разную форму и небольшой объем (до 10 см³). В блоки встраиваются электроды, провода от которых выводятся из грунта к измерительному устройству. Перед испытаниями в лабораторных условиях определяется зависимость между электропроводностью блока и давлением влаги P_v при различном водосодержании (влажности). Калибровка обычно проводится с помощью мембранных прессов или грунта, для которого известна зависимость $P_v = f(W)$.

При исследованиях блоки сопротивления помещаются в шурфах, скважинах, выработках или на обнажениях на требуемую глубину, и по достижении равновесия в них измеряется электрическое сопротивление в начальные и последующие моменты времени. Затем по градуировочному графику устанавливаются значения давления влаги P_v .

Существенным недостатком метода является то, что на измеряемое электрическое сопротивление сильно влияет наличие растворимых солей в грунте, что искажает измеряемые значения P_v .

Другие электрометрические методы, например, определение потенциала (давления) влаги с помощью электрической емкости и диэлектрической проницаемости, основаны на измерении электрической емкости или диэлектрической проницаемости грунта, поскольку указанные характеристики сильно отличаются для воды и твердой фазы грунта. Методы разрабатывались Дж. Флетчером, В. А. Рымшей, М. А. Берлинером и др. [2].

Принцип этих методов аналогичен методу блоков: например, по замерам диэлектрической проницаемости грунта ϵ с помощью тарировочной зависимости $\epsilon = f(P_v)$ определяются значения давления влаги P_v .

В отличие от вышеописанного эти методы имеют ряд преимуществ: их можно использовать в зимнее время; меньшее влияние концентрации порового электролита на результаты испытаний; возможность определений без нарушения структуры грунта. Однако в целом техника этих измерений довольно сложна, что ограничивает применение таких методов.

Комплекс методов количественного определения энергетических форм влаги в грунтах. Все указанные выше методы изучения энергетической неоднородности воды в грунтах могут быть использованы для количественного определения воды: связанной (адсорбционные методы, по теплоте адсорбции и смачивания, термической дегидратации, ЯМР, измерение дав-

ления и потенциалов влаги) или переходного состояния (расчет «осмотически» поглощенной влаги, по термической дегидратации, измерение давления и потенциала влаги).

Количество воды, входящей в состав кристаллической структуры минералов, можно определять только с помощью термовесового анализа при температурах более 300 °С. Для выделения конституционной влаги наиболее характерен интервал 400—600 °С, а для координационно-связанной — 300—400 °С.

Адсорбционно-связанная вода выделяется при нагревании до 300 °С. Количество ее можно определить с помощью изотерм адсорбции (из паров воды) или измеряя величины «нерастворяющего» объема (для пород, взаимодействующих с жидкой водой). Влага мономолекулярной адсорбции определяется в интервале относительных давлений пара P/P_s от 0 до 0,3, например, при выдерживании образца грунта над парами насыщенного раствора CaCl_2 . Для образцов глинистых грунтов более легкого минерального состава (средние и легкие суглинки, супеси) и лёссовых грунтов количество воды «монослоя» близко к лабораторной гигроскопической влажности (при $P/P_s \approx 0,4$) воздушно-сухого образца. Количество воды полимолекулярной адсорбции приблизительно можно оценить по влажности образца при $P/P_s \approx 0,9$, например, выдерживая его над парами насыщенного раствора BaCl_2 . Количество капиллярно-конденсированной влаги, наличие которой характерно для дисперсных грунтов, приблизительно оценивается по влажности образцов в интервале P/P_s от 0,9 до 1; т. е. определяется по влажности грунта, выдержанного над насыщенным паром (над водой), за вычетом количества влаги полимолекулярной адсорбции. При взаимодействии породы с жидкой водой этот вид влаги в грунтах отсутствует.

Количество «осмотически» поглощенной и капиллярно-осмотической» влаги можно рассчитать по модифицированной формуле Вант-Гоффа, а для набухающих глинистых грунтов — определить по влажности их свободного набухания, вычитая содержание адсорбционно-связанной воды. Этот тип влаги характерен лишь для глинистых грунтов. Для ненабухающих разностей этих грунтов, содержащих минералы с жесткой кристаллической решеткой, количество «осмотически» поглощенной воды не превышает влаги, соответствующей нижнему пределу пластичности.

Определение собственно капиллярной влаги глинистых и песчаных грунтов существенно различно. У глинистых грунтов общее количество ее определяется максимальной водоудерживающей способностью грунтов за вычетом всех остальных указанных выше видов влаги. У песчаных грунтов этот вид влаги определяет их «наименьшую капиллярную влагоемкость» (по терминологии почвоведов) и характеризует главным образом «стыковую» влагу.

Капиллярно-гравитационная влага, характерная для песчаных пород, вместе с иммобилизованной водой определяет их максимальную водоудерживающую способность. Заполнение всех пор водой характеризует полную влагоемкость или «водовместимость» породы. При этом наличие гравитационной влаги учитывается по разности между общей влагоемкостью породы и суммой всех остальных видов влаги.

При количественном определении всех видов влаги в грунтах обязательно надо учитывать явление гистерезиса влажности при обводнении породы и ее дегидратации. Различие в количестве влаги при гидратации и обезвоживании дисперсных грунтов (при прочих равных условиях) может достигать 20 %.

2.3. ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ЖИДКОГО КОМПОНЕНТА

Жидкий компонент грунта представляет собой раствор легко-, средне- и малорастворимых соединений (простых солей, гумусовых веществ и кремнекислых соединений, а также продуктов разложения сложных силикатов), он отражает степень и характер засоления грунтов. Для исследования состава жидкий компонент предварительно выделяют из грунта при помощи центрифугирования, отпрессовывания или другими методами [22] (см. также т. 1, разд. 5.3).

В практике прямое изучение жидкого компонента очень часто заменяют исследованием водных вытяжек. Наряду с этим методом, позволяющим установить степень и характер засоления грунтов, используется метод, основанный на определении удельной электропроводности вытяжек из насыщенных грунтовых паст или удельной электропроводности самих паст. При этом следует иметь в виду, что состав водной вытяжки не всегда отвечает составу порового раствора породы, так как при ее приготовлении может происходить дополнительное растворение солей (см. т. 1, разд. 5.3).

Независимо от состава солей к засоленным относят грунты, удельная электропроводность вытяжек из насыщенных паст которых превышает $41 \text{ (мОм} \cdot \text{см)}^{-1}$. Связь между составом и содержанием солей и электропроводностью раствора довольно сложна. Но для решения многих научных вопросов и прикладных задач следует предпочесть быстрое определение электропроводности, особенно если принять во внимание, что ни один из обобщенных химических показателей (масса солей, сумма ионов, сумма молей и т. п.) строго не отражает количественного суммарного воздействия солей на грунт.

Анализ раствора начинают с определения рН, карбонатной и общей щелочности, поскольку эти характеристики раствора со временем могут измениться. Определения выполняют в возможно короткий срок.

В зависимости от целей исследования и требуемой точности можно определить: 1) общую минерализацию жидкого

компонента по сухому остатку; 2) ионный состав этого компонента (CO_3^{2-} , HCO_3^{-} , Cl^{-} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , N^{1+} , K^{1+} , а если необходимо, то и SiO_3^{2-} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , NO_3^{-} и др.).

Определение минерализации жидкого компонента по сухому остатку дает представление об общем содержании в нем растворимых органических и минеральных соединений. По величине сухого остатка устанавливают степень засоления грунтов. В незасоленных грунтах она колеблется в пределах 0,01—0,3, а в засоленных превышает 0,3 %. Эта величина позволяет также контролировать качество выполненного анализа путем сравнения суммы найденных веществ с величиной сухого остатка (они должны быть близки).

Объем пробы жидкого компонента берется таким, чтобы масса сухого остатка составляла не менее 50 и не более 500 мг. Поскольку выпаривание занимает много времени, пробу на определение сухого остатка берут в первую очередь.

Определение сухого остатка с содой. Определение сухого остатка простым выпариванием жидкого компонента с последующим высушиванием в термостате при температуре 105 °С дает неудовлетворительные результаты вследствие гидролиза и гигроскопичности хлоридов магния и кальция, а также трудной отдачи кристаллизационной воды сульфатами кальция и магния. Эти недостатки устраняются прибавлением к выпариваемому жидкому компоненту навески химически чистого карбоната натрия. При этом хлориды и сульфаты кальция и магния переходят в карбонаты, и легко достигается полное обезвоживание сухого остатка.

Отмеренный объем жидкого компонента выпаривают досуха на водяной бане в фарфоровой чашке, предварительно взвешенной с 0,2—0,4 г Na_2CO_3 . Полученный сухой остаток на некоторое время оставляют подсушиваться на водяной бане, после чего чашку накрывают часовым стеклом и помещают на 2—3 ч в термостат, постепенно повышая температуру до 150—180 °С. После охлаждения в эксикаторе чашку взвешивают и снова помещают в термостат на 1 ч. При вторичном взвешивании, ввиду некоторой гигроскопичности осадка, рекомендуется сначала поставить на весы разновес, отвечающий первому взвешиванию, а потом уже чашку с осадком. Если разность между двумя взвешиваниями не превышает $\pm 0,001$ г, определение сухого остатка можно считать законченным; в противном случае высушивание следует повторить.

Разность массы чашки с сухим остатком и с содой равна массе сухого остатка во взятом для определения объеме жидкого компонента.

Полученный таким образом сухой остаток в подавляющем большинстве случаев довольно близок к общему содержанию минеральных составных частей, найденных анализом, и обычно отличается от него не более чем на несколько процентов. Большое расхождение указывает на ошибку в анализе, значитель-

ное количество органических веществ или содержание каких-либо компонентов помимо определяемых при анализе.

Общую минерализацию жидкого компонента (Σu) можно представить как сумму определенных в ходе анализа ионов:

$$\Sigma u = \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+. \quad (2.16)$$

Для определения общей минерализации перспективны аниониты в различных формах. Применение водородных форм катионитов неизбежно приводит к потере гидрокарбонат-иона, что вызывает необходимость выполнения дополнительной операции его определения в параллельной пробе жидкой компоненты без катионирования.

Определение общей минерализации жидкого компонента анионитовым методом. В том случае, когда жидкий компонент, кроме Cl^- , SO_4^{2-} и HCO_3^- , содержит другие анионы, например NO_3^- , HPO_4^{2-} и HSiO_3^- (в определяемых количествах), общую минерализацию можно определить при помощи анионитового фильтра в форме Cl^- .

Пропуская жидкий компонент через такой фильтр, вытесняют поглощаемыми анионами эквивалентное количество хлор-ионов. По концентрации перешедших в фильтрат Cl^- находят содержание анионов в пробе и вычисляют общую минерализацию жидкой компоненты в миллимолях на 100 г сухого грунта.

Измеренный объем жидкого компонента с общей минерализацией 0,01—0,5 ммоль/л пропускают через анионитовый фильтр, предварительно насыщенный ионами Cl^- . Если указанная минерализация соответствует объему жидкого компонента менее 5 мл, то пробу разбавляют дистиллированной водой. Пробу пропускают через фильтр со скоростью 0,5 мл/мин. После окончания очистки фильтр промывают 50 мл воды. Фильтрат и промывные воды собирают и определяют Cl^- одним из описанных ниже методом.

Одновременно с определением сухого остатка выпариванием приступают к анализу жидкого компонента на нестойкие (во времени) ионы CO_3^{2-} , HCO_3^- и определению рН.

Определение активного водорода (рН). Реакцию раствора характеризует величина, зависящая от соотношения концентраций ионов водорода H^+ и ионов гидроксила OH^- . Она может быть нейтральной, кислой и щелочной. Концентрацию ионов водорода в растворе принято выражать условным символом рН, т. е. водородным показателем, которым обозначают отрицательный десятичный логарифм концентрации водородных ионов в растворе $\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]$.

В зависимости от величины рН жидкого компонента (водной суспензии) выделяется несколько видов реакции грунта (табл. 11).

В природных условиях рН грунтового раствора колеблется в пределах от 3—3,5 в болотных почвах до 9—10 в солонцовых.

Реакция	pH	Концентрация H^+ в 1 л раствора	Реакция	pH	Концентрация H^+ в 1 л раствора
Сильнокислая	3—4	10^{-3} — 10^{-4}	Слабощелочная	7—8	10^{-7} — 10^{-8}
Кислая	4—5	10^{-4} — 10^{-5}	Щелочная	8—9	10^{-8} — 10^{-9}
Слабокислая	5—6	10^{-5} — 10^{-6}	Сильнощелочная	9—10	10^{-9} — 10^{-10}
Нейтральная	7	10^{-7}			

Значения pH ниже 7 указывают на кислую реакцию грунтов. Если концентрация свободных водородных ионов грунтового раствора превышает содержание ионов гидроксила, то кислотность называется активной.

С реакцией грунтового раствора связаны изменения органической и минеральной частей грунта, а также явления растворения, миграции и аккумуляции, т. е. скорость и направленность протекающих в грунте химических и биологических процессов. Поэтому величина pH жидкого компонента является показателем состояния среды.

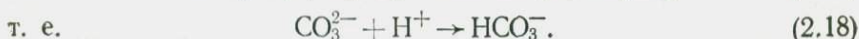
Существуют две группы методов определения активного водорода в жидком компоненте, водных вытяжках и суспензиях: а) колориметрические, основанные на применении ряда простых или комбинированных индикаторов; б) электрометрические (потенциометрические), базирующиеся на измерении ЭДС концентрационного элемента, у которого один электрод (электрод сравнения) имеет известный постоянный потенциал, а потенциал второго, опущенного в испытуемый раствор, зависит от концентрации в нем водородных ионов. Преимущество потенциометрических определений помимо большой точности (до 0,01 pH) заключается в быстроте анализа и возможности определять pH при помощи твердой фазы в суспензиях или в грунтах с естественной влажностью.

Потенциометрический метод определения pH основан на измерении величины электродвижущей силы (ЭДС) гальванического элемента, состоящего из электрода сравнения и индикаторного электрода, потенциал которого зависит от концентрации активных ионов в исследуемом растворе. В качестве последнего обычно используют стеклянный электрод, с помощью которого определение можно проводить в широком интервале значений pH (от 1 до 10), причем наличие в растворе окислителей и восстановителей не влияет на точность определения.

Из многочисленных моделей pH-метров или потенциометров чаще всего пользуются лабораторным pH-метром ЛПУ-01, переносным pH-метром — милливольтметром ППМ-03, pH-метром-милливольтметром pH-340 и др. Техника измерения pH изложена в работах [1, 29].

Определение содержания карбонат-ионов (CO_3^{2-}). Щелочность от растворимых карбонатов, которую называют также щелочностью от нормальных карбонатов, характерна для жидкой составляющей содовых солонцов и солончаков, поскольку она обусловлена присутствием Na_2CO_3 , а также щелочных солей кремневой и органических кислот. В карбонатных грунтах она в какой-то мере зависит также от присутствия углекислого магния.

Растворимые карбонаты создают щелочную реакцию жидкого компонента, вследствие чего раствор при добавлении фенолфталеина окрашивается в розовый цвет. Титруя окрашенный фенолфталеином раствор кислотой до обесцвечивания индикатора, определяют содержание растворимых карбонатов:



Нейтрализация Na_2CO_3 в присутствии фенолфталеина идет до образования бикарбоната, следовательно, Na_2CO_3 оттитровывается по этому индикатору лишь наполовину. Образующиеся ионы HCO_3^- подкисляют раствор, в результате чего pH снижается, т. е. становится меньше 8,2, и фенолфталеин обесцвечивается. Поэтому общее количество карбонат-ионов CO_3^{2-} равно удвоенному количеству кислоты, затраченной на титрование.

К 25—50 мл раствора в конической колбе прибавляют две капли фенолфталеина и в зависимости от интенсивности окраски титруют 0,01 н. или 0,02 н. раствором H_2SO_4 до обесцвечивания индикатора.

Содержание иона CO_3^{2-} в мг-экв на 100 г сухой породы определяют по формуле

$$\text{CO}_3^{2-} = \frac{a \cdot n \cdot V \cdot 100}{V_{\text{пр}} \rho}, \quad (2.19)$$

где a — количество H_2SO_4 , затраченное на титрование; n — нормальность кислоты; V — объем всего жидкого компонента; $V_{\text{пр}}$ — объем жидкого компонента, взятый на титрование; ρ — масса навески сухой породы.

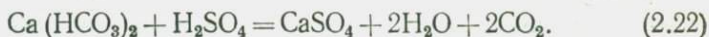
Умножая число мг-экв на 0,03 (граммовое значение эквивалента иона CO_3^{2-}), получают содержание CO_3^{2-} в процентах к массе сухого грунта. В качестве реактивов используются: 1) 0,02 н. раствор H_2SO_4 ; 2) 1 %-ный раствор фенолфталеина в 95 %-ном спирте (ректификате).

Определение содержания ионов HCO_3^- . Общую щелочность или щелочность от бикарбонат-ионов HCO_3^- определяют для жидкого компонента всех грунтов. Опыт проводят путем титрования пробы этого компонента в присутствии метилового оранжевого до перехода желтой окраски индикатора в оранжевую, т. е. до pH 4,4.

Ионы HCO_3^- взаимодействуют с водородом кислоты по схеме



При титровании протекают реакции:



Следовательно, общая щелочность обусловлена присутствием в жидком компоненте двууглекислых солей щелочных и щелочноземельных металлов. В присутствии метилового оранжевого бикарбонаты оттитровываются полностью, поэтому общая щелочность является суммарной величиной всех бикарбонатов жидкого компонента.

Способы определения общей щелочности, так же как и ионов Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ , подробно изложены в работах [1, 29].

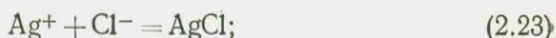
Ионный состав жидкого компонента определяют различными методами: весовым (ион SO_4^{2-}); объемным (ионы CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}); потенциометрическим (ионы HCO_3^- , CO_3^{2-}) — титрованием до определенной величины рН, соответствующей изменению окраски индикатора, применяемого при объемном определении щелочности. Последний прием отличается простотой, он нашел применение в анализе всех растворов, особенно при определении общей щелочности, так как переход метилового оранжевого к желтой окраске трудно прослеживается и потому возможно неточное определение.

К потенциометрическому методу определения можно приступить, предварительно определив рН жидкой составляющей с помощью стеклянного электрода рН-метра ЛПУ-01 или блока автоматического титрования БАТ-12-Л-М, чтобы иметь представление о видах ее щелочности. Если рН меньше 8,2, то можно определять только общую щелочность, титруя пробу жидкого компонента 0,02 н. раствором H_2SO_4 до рН 4,4. По количеству затраченной кислоты вычисляют щелочность в мг-экв на 100 г грунта и в процентах HCO_3^- .

Щелочность от растворимых карбонатов CO_3^{2-} определяют в жидкой составляющей грунта с рН более 8,2. Если значение рН меньше, отмечают, что растворимых карбонатов нет. В присутствии растворимых карбонатов оба вида щелочности определяют из одной пробы: сначала титруют 0,02 н. раствором H_2SO_4 до рН 8,2, а затем продолжают титровать до тех пор, пока рН не достигнет 4,4 для определения общей щелочности.

Определение Cl^- -ионов аргенометрическим методом по Морю. Хлорид-ионы определяют для установления степени хлоридного засоления грунтов. Метод основан на взаимодействии

хлорид-ионов с ионами серебра в присутствии хромат-ионов как индикатора:

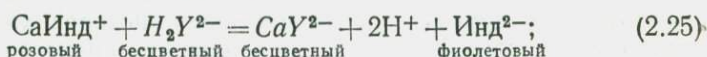


Из раствора сначала выделяется белый осадок хлорида серебра. При этом раствор имеет желтую окраску, которую ему придают ионы CrO_4^{2-} . После осаждения хлор-ионов образуется красно-бурый осадок хромата серебра, и раствор приобретает красноватый оттенок. В присутствии карбонат-ионов часть Ag^+ расходуется на образование Ag_2CO_3 , поэтому перед титрованием Cl^- ионов карбонаты следует разрушить кислотой (по метиловому оранжевому), что позволяет определить ионы Cl^- и щелочность в одной пробе жидкого компонента.

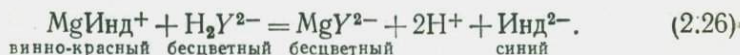
Определение содержания сульфат-ионов (SO_4^{2-}). Ион SO_4^{2-} относительно легко адсорбируется коллоидами, в первую очередь коллоидами железа, но низкие значения pH препятствуют этому. В восстановительных условиях (при наличии органического вещества) ион SO_4^{2-} распадается, образуя H_2S и CO_2 .

Содержание сульфат-ионов в жидком компоненте грунта позволяет установить степень его сульфатного засоления. Наиболее точен весовой метод определения сульфат-ионов.

Комплексометрическое определение ионов кальция и магния. Комплексометрическое определение Ca^{2+} и Mg^{2+} из одной пробы выполняют в две стадии: 1) титруют Ca -ион 0,01 н. раствором комплексона III при pH раствора более или равном 12,5 в присутствии мурексида:



2) титруют оставшийся в растворе магний в присутствии хромогена черного при pH около 10:



Выполнение определения подробно описано в работах [1, 29].

Определение Na^+ и K^+ пламенно-фотометрическим методом. Метод основан на сравнении интенсивностей резонансных линий щелочных элементов в спектре, возникающем при введении в пламя растворов и стандартов, аналогичных по составу анализируемым растворам. Возникающее излучение, характерное для определяемого элемента, проходит через оптическую систему спектроскопа монохроматора (у приборов с интерференционными светофильтрами — через светофильтры), отделяется от мешающих излучений других элементов и попадает на фотоэлемент. Возникающий при этом фотоэлектрический эффект (преобразование световой энергии в электрическую) фиксируется чувствительным гальванометром. Измеряемая величина фототока прямо пропорциональна (в определенных пределах

концентраций) интенсивности излучения и, следовательно, концентрации исследуемого элемента в растворе.

При определении натрия и калия следует предпочесть низкотемпературное (светильный газ — воздух) пламя, в котором вследствие малой степени ионизации атомов слабо выражено взаимное влияние щелочных металлов. В высокотемпературном (ацетилен-воздушном) пламени оно особенно заметно для калия. Чтобы его устранить, готовят стандартные растворы на калий с добавками соли натрия. Натрий измеряют по линии 589,9, а калий — по линии 769,9 нм. Фотометрирование ведут методом близких стандартов. Стандартный раствор натрия (калия) готовят из навески химически чистого хлорида натрия (калия), высушенного при 110 °С. Растворяют 2,542 г NaCl (1,907 г KCl) в воде в мерной колбе емкостью 1 л. Один миллилитр этого раствора содержит 1 мг Na(K). Рабочие растворы с содержанием натрия (калия) 2,5; 5,0; 10,0; 20,0; 40,0; 60,0 мкг/мл готовят путем разбавления основного стандартного раствора.

По стандартным растворам строят графики для определения концентраций натрия и калия в миллиграммах на литр, которые пересчитывают в проценты и миллиграмм-эквиваленты.

Состав воднорастворимых солей, как правило, выражают в мг-экв ионов на 100 г сухого грунта.

Если расхождение между величинами сухого остатка и суммой солей превышает 5 %, то анализ жидкого компонента следует повторить, так как это расхождение может объясняться не только большим количеством органических веществ, присутствием солей с высоким содержанием гидратной воды, гидролизом $MgCl_2$ и других солей с частичной потерей хлора за счет гидролитического расщепления солей в процессе получения плотного остатка (масса плотного остатка снижается), но и неточностью анализа.

Если прямое и косвенное (по расчету) определения натрия дают близкие результаты, то это значит, что все химические анализы выполнены правильно и жидкий компонент не содержит неопределенных элементов. При таком способе контроля отпадает надобность в сопоставлении суммы процентного содержания анионов и катионов с величиной плотного остатка.

Результат исследования жидкого компонента используют прежде всего для установления степени засоленности грунтов.

Глава 3

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗООБРАЗНОГО КОМПОНЕНТА

В первом томе пособия содержатся краткая характеристика газового компонента грунтов и описание методов полевого опробования грунтов с целью изучения растворенных, адсорбиро-

ванных и свободных газов. В связи с этим в настоящей главе будут кратко изложены методы количественного определения содержания газообразного компонента пород, а также современные методы исследований состава газов.

3.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОДЕРЖАНИЯ

Для определения количественного содержания газообразного компонента пород необходимо знать конечный объем образца, из которого жидкостью вытесняется газ. С этой целью может применяться металлический цилиндр емкостью примерно 1 л, высотой 10 см и диаметром 10,5 см, имеющий на одном конце режущий край. Острым краем цилиндр ставится на грунт и забивается до полного погружения. После этого стакан освобождается от окружающего грунта и плотно закрывается крышкой. Затем грунт обрезаается вокруг цилиндра, последний вынимается и плотно закрывается крышкой с другой стороны. Крышки необходимо одевать быстро, не оставляя зазора между стенками цилиндра и крышкой. Таким образом могут быть отобраны пробы из шурфа. При бурении инженерно-геологических скважин для этого могут быть использованы устройства типа обуривающего грунтоноса. Однако в таком случае следует ожидать некоторых потерь грунтового воздуха и изменение его состава при транспортировке снаряда на поверхность. Для вытеснения воздуха из грунта может быть применен бак емкостью 40—50 л. Цилиндр-пробоотборник помещают в бак с насыщенным раствором NaCl, а затем открывают нижнее отверстие крышки и верхний зажим. Вытесняемый воздух собирается в газоприемник, вытеснение продолжается 10—15 мин. Следует отметить, что в почвенных горизонтах, по данным В. П. Вершинина, за счет микробиологических процессов CO₂ накапливается со скоростью 1 % в час. Следовательно, необходимо проводить анализ вскоре после отбора пробы.

В лабораторных условиях с помощью приборов, сконструированных П. Ф. Мельниковым [29], можно определять количество адсорбированного и заземленного воздуха для грунтов с нарушенными структурными связями. Поскольку методика определения этих параметров и конструкции приборов подробно изложены в предыдущем издании, кратко остановимся на условиях испытаний.

Определение адсорбированного воздуха производится, если влажность грунта не превышает значения максимальной гигроскопичности, при которой адсорбированный воздух отсутствует. Если нужно определить максимальную адсорбционную способность грунта, последний должен быть высушен до постоянной массы при температуре 105 °С.

Адсорбированный воздух вытесняется керосином и при переходе в свободное состояние резко увеличивает свой объем, а находясь в закрытом сосуде, повышает в нем давление. Измене-

ние давления вызывает нарушение равновесия жидкости в коленях U-образного водяного манометра. С помощью бюретки, вмонтированной в прибор, можно выровнять уровни жидкости в манометре. Объем этой жидкости будет равен объему адсорбированного воздуха. Разделив найденный объем на массу навески сухого грунта и умножив на 100, получим объем адсорбированного воздуха на 100 г сухого грунта.

Определение воздуха открытых пор и заземленного. Такое определение имеет смысл для грунтов с влажностью, превышающей значение влажности максимальной гигроскопичности, так как в противном случае в грунте не будет образовываться водных пленок-перемычек, а следовательно, не может быть и заземленного воздуха. По методике П. Ф. Мельникова определяется воздух открытых пор, а количество заземленного воздуха оценивается расчетным путем. Расчет производится, исходя из положения, что общая пористость грунта при влажности больше значения максимальной гигроскопичности складывается из открытых пор и закрытых, занятых воздухом и водой [29].

Объем находящейся в грунте воды не будет строго соответствовать ее массе, а будет несколько меньше вследствие контракции объема при смачивании. Поэтому в расчеты следует вносить поправку K , получаемую в соответствии с формулой П. Ф. Мельникова

$$K = \frac{g_1 - \left(g_0 + m - \frac{m}{\gamma} \right)}{m},$$

где g_1 — масса пикнометра с водой и грунтом; g_0 — водное число пикнометра, т. е. масса пикнометра с водой; m — масса навески сухого грунта; γ — плотность твердого компонента грунта, определенная в керосине.

Если поместить в герметически закрытый стакан (объем которого известен) образец грунта (масса, влажность, объем, общая пористость и плотность скелета которого известны), то в стакане будет некоторый объем свободного воздуха, который складывается из объема воздуха, заполняющего пространство стакана, не занятое грунтом, и объем воздуха открытых пор грунта $V_{\text{пор}}$. Если давление P воздуха в стакане равно атмосферному, то $VP = \text{const}$. При увеличении давления на некоторую величину ΔP объем воздуха соответственно уменьшится на величину ΔV , что соответствует уравнению

$$(V - \Delta V)(P + \Delta P) = \text{const}.$$

Поскольку количество воздуха в стакане в обоих случаях остается постоянным, то:

$$VP = (V - \Delta V)(P + \Delta P).$$

Проведя преобразования, получим:

$$V = (P + \Delta P) \Delta V / \Delta P. \quad (3.1)$$

В стакане объем пространства, не занятого грунтом, равен разности объема пустого стакана $V_{ст}$ и объема помещенного в него грунта $V_{гр}$. Вычитая из найденной по формуле (3.1) величины V эту разность, получим объем воздуха открытых пор грунта $V_{о.п.г}$:

$$V_{о.п.г} = V - (V_{ст} - V_{гр}).$$

Объем заземленного в грунте воздуха $V_{з.в}$, как уже указывалось, равен разности общей пористости грунта $V_{пор}$ и суммы объемов пор, занятых водой V_w (уменьшенного на величину контракции K для данного образца грунта), и воздуха открытых пор грунта $V_{о.п.г}$:

$$V_{з.в} = V_{пор} - [(V_w - K) + V_{о.п.г}].$$

Величина K рассчитывается на массу сухого образца.

3.2. ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ГАЗООБРАЗНОГО КОМПОНЕНТА

В практике лабораторного газового анализа в настоящее время в основном используются газоанализаторы типа ВТИ-1 и ВТИ-2, а также адсорбционные газовые хроматографы. Некоторые анализы растворенных газов проводятся методами аналитической химии.

Адсорбционный метод. В этом методе используется газоанализатор ВТИ (рис. 18), состоящий из двухколенной бюретки с вилкой 11, соединяющей оба колена, и уравнильной склянки 8; семи поглотительных сосудов 15, состоящих из верхнего и нижнего резервуаров. В верхней части сосудов имеются краны, соединяющие их с гребенкой 2. Ниже крана наносят черту, до которой наливают поглотитель. Гребенка 2 представляет собой стеклянную трубку, к которой при помощи резиновых стыков присоединены все части прибора. В правой части гребенки вделан трехходовой кран 5, соединяющий ее с окружающей атмосферой и газоприемником. Кроме того, имеется приспособление 1 для сжигания газов.

Газовая бюретка состоит из левого колена 14 (объемом 80 мл) и правого колена 10 (емкость 20 мл), градуированного с точностью до 0,05 мл. Точность градуировки можно довести до 0,005 мл, уменьшая диаметр трубки. Высокая точность измерений необходима для анализа газа, в котором содержание компонентов составляет сотые доли процента. Бюретка вмонтирована в стеклянный кожух, наполненный водой 13 во избежание резких температурных колебаний. Вилка 11, соединяющая оба колена бюретки, благодаря наличию кранов 12 допускает раздельное пользование резервуарами бюретки. В верхней части бюретки имеется трехходовой кран 4, соединяющий ее по мере надобности с гребенкой и окружающей атмосферой. Перед работой с прибором необходимо изучить систему соединений

кранов (поставить метки черным лаком при одинаковом положении кранов). После этого можно приступать к заполнению бюретки жидкостью, в которой газы мало растворимы. В качестве такой жидкости используют концентрированный раствор NaCl (360 г на 1 л воды), для более точного отсчета в бюретке подкрашенный метилоранжем. При заполнении бюретки раствором ее соединяют краном 4 с атмосферой и путем подъема напорной склянки 8 наполняют сначала левое, затем правое колено бюретки.

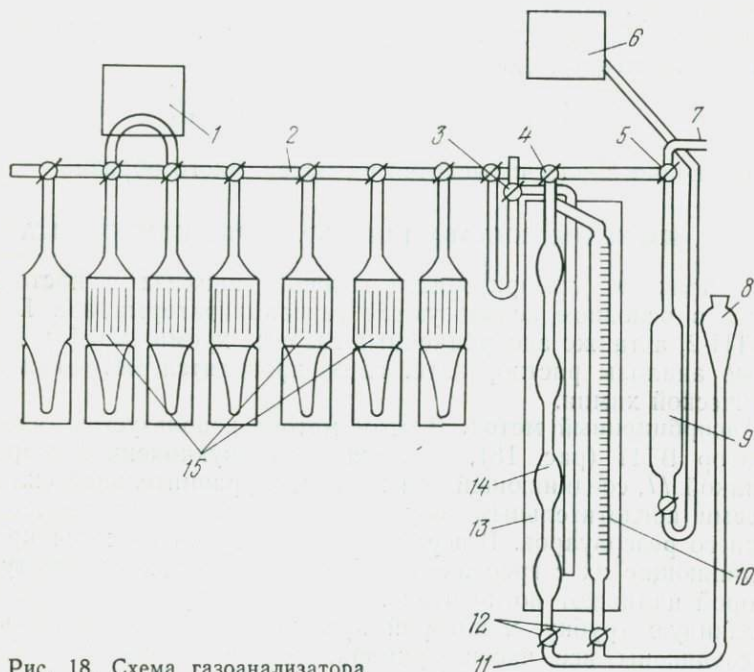


Рис. 18. Схема газоанализатора

Перед наполнением жидкостью верхнюю часть сосудов загружают стеклянными капиллярными трубками для увеличения интенсивности взаимодействия анализируемого газа и поглотителя. Поглотитель наполняют через отверстие 7, в которое вставляют воронку. В нижнюю часть прибора наливают около 200 мл поглотителя. Затем соединяют сосуд с бюреткой и, опуская жидкость в бюретку с помощью напорной склянки 8, подтягивают поглотитель в верхнюю часть сосуда. Жидкость переводят из напорной склянки в бюретки и таким же путем наполняют следующие сосуды: первый сосуд-поглотитель заполняют раствором КОН для поглощения CO_2 , второй и третий — щелочным раствором пирогаллола для поглощения O_2 . Остальные сосуды заполняют по мере надобности при определении других газов и паров (H_2O , NH_3 , H_2S) соответствующими поглоти-

телями. Перед работой необходимо проверить герметичность соединения в приборе, для этого пипетку наполняют насыщенным раствором NaCl до метки 0, изолируют от окружающего воздуха и пипетки Зегера 9. Если при открытых кранах система держит вакуум, то уровень жидкости в обоих коленах измерительной пипетки при опускании напорной склянки 8 останется на нулевой отметке или немного опустится. В противном случае раствор NaCl из бюретки быстро перельется в склянку. В таком случае необходимо проверить герметичность всех соединений. После этого промывают гребенку и пипетку анализируемым газом. Напором жидкости склянки 6 газ из пипетки Зегера подают в гребенку 2 при наполненной бюретке и затем выпускают в окружающую атмосферу через кран 4. Если позволяет объем анализируемого газа, промывку следует делать два-три раза. Затем заполняют анализируемым газом бюретку: в первое широкое колено поступает 80 мл газа, а во второе, градуированное, до 18 см, что в сумме составляет 98 мл; 2 мл объема занимает гребенка, поэтому объем пробы можно считать равным 100 мл.

Для того, чтобы наполнить бюретку анализируемым газом, напорную склянку 8 опускают при открытом кране 12. Наполнять оба колена бюретки можно сразу или последовательно — сначала первое, затем второе.

После отбора пробы газа, чтобы уравнивать давление внутри и вне прибора, на миг соединяют систему краном 3 с атмосферой. Если уровень газа в градуированной части бюретки изменился, его устанавливают на отметку 10 деления с помощью уравнивательной склянки, после чего уровень жидкости в напорной склянке 8 совмещают с уровнем градуированной части пипетки. Затем, поднимая напорную склянку, перегоняют анализируемый воздух из бюретки в первый поглотитель с KOH , где адсорбируется CO_2 . Воздух в поглотителе выдерживают 2—3 мин и возвращают в пипетку. Так повторяют три—пять раз, после чего измеряют объем оставшегося воздуха. Для этого уровень жидкости в склянке перед отсчетом совмещают с уровнем в отсчетной бюретке. Убыль объема газа непосредственно указывает на процент содержания CO_2 . Таким же путем последовательно определяют другие компоненты исследуемого воздуха. Данные анализа заносят в таблицу.

При проведении газового анализа в начале, середине и конце опыта измеряют температуру и атмосферное давление. Если эти показатели в течение опыта изменились, то объем анализируемых газов приводят к нормальным условиям и затем уже приводят таблицу состава анализируемого газа.

Вакуумные замазки. При газовых анализах для герметичности аппаратуры все стыки покрывают специальными замазками. Чаще всего используют менделеевскую замазку и пицеин. Менделеевскую замазку готовят, смешивая 100 частей канифоли с 25 частями воска. В расплавленную массу при помешивании

вании добавляют 30—40 частей прокаленной мумии (окись железа) и 0,1—1 часть олифы или льняного масла.

Пиццин готовят следующим образом: к 30 частям натурального каучука прибавляют 25 частей белого вазелина и 5 частей парафина. Каучук нарезают мелкими кусочками, нагревают до 150—160 °С и выдерживают при этой температуре в течение 180—200 ч, периодически помешивая. Если нужно увеличить подвижность вещества, то увеличивают дозу вазелина.

Метод газовой хроматографии. Этот метод основан на различной адсорбируемости компонентов газовой смеси при продвижении ее с помощью газа-носителя через слой неподвижного адсорбента. Движение газа будет тем медленнее, чем выше его способность к адсорбции [8]. Содержание газа определяют с помощью детектора, сигнал которого пропорционален содержанию газа в смеси. Для каждого газа при постоянных условиях разделения время удержания — от момента ввода пробы до выхода максимума пика — всегда постоянно, что используется для их идентификации.

Для анализа применяют наиболее быстрый и точный хроматографический метод. Хроматограф ХЛ-4М имеет следующие основные узлы (рис. 19): адсорбционный блок колонок; блок

Рис. 19. Схема хроматографа для определения состава газа

газа-носителя; детектор по теплопроводности; самописец и термостат.

Адсорбционный блок 3 состоит из двух секционных колонок из нержавеющей стали. Длина секции 30 см; общая длина колонки 90 см, внутренний диаметр 6 мм. Одна колонка 2 заполнена активированным углем марки АРЗ-3, другая 4 — молекулярными ситами. Оба адсорбента предварительно измельчают, отбирают фракцию 0,25—0,5 мм, просушивают в течение 2 ч в термостате при 120—150 °С. Затем молекулярные сита прокаливают в муфельной печи при 450 °С, а активированный уголь — при 300 °С. Хроматографические колонки предварительно промывают спиртом или эфиром, просушивают и продувают инертным газом (гелием), после чего быстро заполняют адсорбентами.

В качестве газа-носителя используется гелий. Баллон с этим газом оснащен редуктором высокого давления, который устанавливает давление на приборе в 0,15—0,2 МПа. Баллон с помощью толстостенного вакуумного шланга присоединяют к штуцеру газораспределительной панели. Игольчатым вентилем (дроссель 5) устанавливают необходимый расход газа-но-

сителя, контролируемый ротаметром. На газораспределительную панель передают давление в 0,35 МПа, редуктором устанавливают давление в 0,1 МПа, которое поддерживается в системе в течение опыта и контролируется манометром. Поток газа-носителя идет через сравнительную ячейку детектора 6 и поступает в кран-дозатор 1, имеющий два положения: в первом происходит отбор пробы, во втором — проталкивание пробы газом-носителем в колонки.

Детектор 8 — небольшой блок из нержавеющей стали, в котором находятся две камеры — сравнительная и рабочая. Через сравнительную камеру проходит газ-носитель, через рабочую камеру 7 — газ-носитель с периодически вводимой пробой исследуемой газовой смеси.

Детектор устанавливают на выходе газов из колонки. Измеряют разность теплопроводности газа-носителя и исследуемого компонента смеси. В камерах находятся вольфрамовые термосопротивления, играющие роль плечей моста постоянного тока. При заполнении обеих камер газом-носителем устанавливается баланс мостовой схемы, при котором каретка с пером регистратора типа ЭНП-17 находится в нулевом положении. При прохождении изучаемого газа через измерительную камеру вследствие разности теплопроводности его и газа-носителя изменяются температура и сопротивление нити в измерительной камере, что отмечается на регистраторе в виде пика, площадь которого пропорциональна концентрации искомого газа.

Блок термостатирования колонок состоит из терморегулятора, представляющего собой фазочувствительный усилитель переменного напряжения. Переключатель диапазона температур нагрева устанавливают на требуемую температуру. В начальный момент питания мост разбалансирован, затем, по мере нагрева камеры, уравнивается.

Перед опытом проверяют герметичность прибора. Емкость, содержащую пробу воздуха, соединяют с краном-дозатором. Между ними следует поместить осушитель газа с сухим CaCl_2 или P_2O_5 для удержания влаги. Влага в пробе мешает определению, так как, адсорбируясь, изменяет свойства адсорбента. На второй вывод крана надевают резиновую трубку, опускают ее в стеклянный цилиндр с водой. Если газ поступает в мерный объем дозатора, то из контрольной трубки будут выделяться пузырьки газа. При выпуске пробы в дозатор кран следует повернуть на 60° , держать его открытым и продувать дозирочную трубку не менее трех-четырех раз. После заполнения дозатора кран закрывают. Пробу воздуха можно ввести шприцем через самоуплотняющуюся прокладку дозатора. Объем пробы от 1 мл до 10 мл. После отбора пробы пускают поток газа-носителя, и проба пропускается через активированный уголь. На угле N_2 и O_2 имеют одинаковое время удержания. Причем CO_2 удерживается значительно дольше, чем N_2 , O_2 , CH_4 и поз-

тому в измерительную камеру поступит позже. Таким образом на первом адсорбенте удастся отделить N_2 , O_2 и CH_4 от CO_2 . На самопишущем устройстве будет записана хроматограмма. Затем открывают кран 3 так, чтобы из колонки 2 поток газа направить на молекулярные сита (колонка 4). В соответствии со скоростью движения в измерительную камеру поступает сначала O_2 , затем N_2 , CH_4 и CO_2 , количественное содержание их записывается на хроматограмме в виде пиков [8].

Содержание газов рассчитывают на основании хроматограммы: по оси абсцисс регистрируется время, а по оси ординат — сигнал детектора (рис. 20). Вычисления производят методами абсолютной калибровки или внутренней нормализации [8]. При использовании первого метода прибор предварительно калибруют по чистым компонентам, измеряя высоту пиков и содержание (в миллиметрах) отдельных компонент. По графику определяют концентрацию исследуемого газа в анализируемой пробе. При использовании метода внутренней нормализации расчет производят по формуле

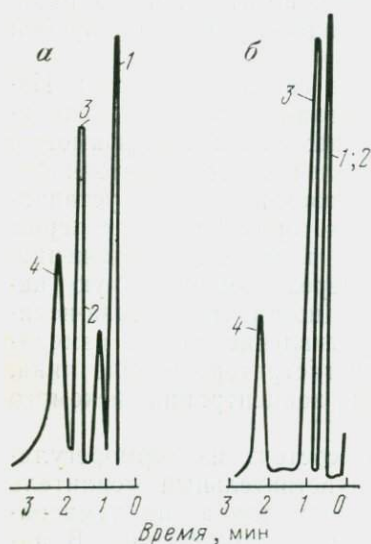


Рис. 20. Хроматограмма смеси газов, полученная на угле (а) и с помощью переключения потоков (б):

1 — кислород; 2 — азот; 3 — метан; 4 — двуокись углерода

$$Q_i = k \frac{S_i}{S_n} \cdot 100,$$

где Q_i — относительное содержание компонента в процентах от объема; $k = \operatorname{tg} \alpha$; S_i — площадь компонента; S_n — сумма площадей всех компонент.

Определение паров воды в воздухе.

Содержание паров воды в составе почвенного воздуха определяется по изменению массы поглотителей P_2O_5 и $CaCl_2$, которыми наполняют U-образные трубки. Через эти трубки с помощью аспиратора пропускают определенный объем почвенного воздуха, предварительно взятого в газоприемник. Количество паров W рассчитывают в граммах на 1 м^3 почвенного воздуха по формуле

$$W = \frac{m}{V} \cdot 100K,$$

где m — привес в трубках с поглотителями; V — объем газа в анализе; $K = \frac{P}{P_0} \cdot \frac{1}{(1 + 0,00367t)}$ (P — давление в момент

опыта, P_0 — нормальное атмосферное давление; t — температура).

Определение агрессивной углекислоты. Для такого определения пользуются специальной пробой воды, к которой при отборе прибавляют CaCO_3 (см. т. 1, гл. 7). Если в исследуемой воде есть агрессивная углекислота, то она реагирует с мрамором и в воде повышается содержание ионов HCO_3^- , эквивалентное количеству агрессивной углекислоты.

Для определения количества ионов HCO_3^- , образовавшихся в результате указанной реакции, порцию воды, обработанную мрамором, титруют соляной кислотой с метиловым оранжевым и сравнивают полученный при этом расход с затратами соляной кислоты на титрование такой же порции исследуемой воды, не обработанной мрамором. По разности этих расходов вычисляют содержание агрессивной углекислоты. Расчет ведут по формуле

$$\text{CO}_2 = (b - a) \cdot n \cdot 22 \cdot 10,$$

где CO_2 — содержание агрессивной углекислоты; $(b - a)$ — разность в расходах HCl ; n — нормальность HCl .

Глава 4

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БИОТИЧЕСКОГО КОМПОНЕНТА (МИКРООРГАНИЗМОВ)

4.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И КОМПЛЕКС МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ ПОРОД

Биотический компонент грунта состоит из фито-, зоо- и микробиоценоза. Все три указанные части активно функционируют лишь в верхней части грунта — почве. В остальной части грунта широко распространены только микроорганизмы — наиболее дифференцированная по выполняемым функциям часть биогеоценоза. Обособленная в биологической науке от мира растений и животных на основании микроскопических размеров (менее 1 мм) своих представителей, она крайне разнообразна по составу и особенностям осуществляемых процессов: микроорганизмы способны трансформировать органические и минеральные вещества, потреблять и выделять газы, окислять и восстанавливать элементы с переменной валентностью и т. д. Нарушение естественного состояния грунта при инженерно-геологических работах приводит к резкому изменению условий развития микроорганизмов, влияя на направление и интенсивность осуществляемых ими трансформаций состава жидкого, твердого и газообразного компонентов грунта [7].

Чрезвычайное многообразие представителей биотического компонента требует применения различных методов при их все-

стороннем изучении. Знакомство с новым объектом исследования следует начинать с получения общей характеристики его микрофлоры, используя для этого общепринятые методы определения численности и группового состава микроорганизмов с помощью питательных сред. Эти методы очень несовершенны и позволяют выявить лишь небольшую часть микробного ценоза, что связано со значительными отличиями условий развития на питательных средах от существующих в природе. Совершенствование этих методов направлено на создание питательных сред, в наибольшей степени соответствующих по составу природным. В практике микробиологических исследований все шире применяются агаризованные почвенная вытяжка и грунт, почвенный и голодный агар и т. д. Эти среды в сочетании с такими приемами, как обработка ультразвуком образцов перед анализом с целью диспергации и выращивание при комнатной температуре или в холодильнике вместо термостатирования при 37 °С, позволили более чем на порядок увеличить число выявляемых в объекте микроорганизмов, а также выделить неизвестные ранее виды.

Основу микробиологических методов составляют выделение, т. е. изоляция определенных микроорганизмов из существующих в природе смешанных популяций, и культивирование — выращивание микробных популяций в искусственной (культуральной, питательной) среде. При количественном учете предполагается, что каждая отдельная микробная клетка, обитающая в природном объекте, при попадании на питательную среду начинает интенсивно размножаться и образует колонию, число которых можно определить визуально. Видовой состав микроорганизмов выясняют после выделения чистых культур, которые получают путем отсева из выросшей на среде колонии.

Питательные среды, предназначенные для выделения и культивирования микроорганизмов, должны содержать все вещества, необходимые для их роста. В первую очередь это биогенные элементы: С, О, N, H, P, S, на долю которых приходится 95 % массы сухой клетки, необходимы также микроэлементы и факторы роста. Потребности различных микробов в элементах питания различны, поэтому существует большой набор разнообразных составов сред. Кроме того, для развития микроорганизмов требуются определенные условия выращивания (рН, концентрация кислорода, окислительно-восстановительный потенциал и др.).

Определение видового состава микробов требует изучения морфологических (форма, размер, способы прикрепления друг к другу и твердому субстрату, окраска по Граму, подвижность, образование слизистой капсулы и др.), культуральных (форма, структура и профиль колонии, ее край, поверхность, консистенция, окраска и др.), физиологических (способность усваивать различные вещества) и биохимических (способность выделять ферменты, внеклеточные полиса-

хариды, специфические продукты) признаков. В некоторых случаях для идентификации полезны экологические признаки, к которым относится способность к росту на средах с высоким осмотическим давлением, при повышенной или пониженной температуре и т. д.

Необходимым условием проведения исследований с использованием питательных сред является стерильность при проведении анализов, поскольку микроорганизмы содержатся повсюду и весьма жизнеспособны. Стерилизацией называется обработка, в результате которой объект освобождается от каких-либо живых организмов. Стерилизацию проводят с помощью губительно действующих (летальных) физических и химических агентов, растворы термолabileльных веществ очищают, пропуская через бактериальные фильтры. Стерилизация стеклянной посуды и термоустойчивых твердых материалов осуществляется сухим жаром, стерилизуемые предметы при этом заворачивают в бумагу для защиты от последующего загрязнения и выдерживают в сушильном шкафу при температуре 170 °С в течение 90 мин. Для тепловой стерилизации питательных сред и водных растворов используют пар, образуемый в автоклаве при повышенном (по сравнению с атмосферным) давлении. Обычно используемые в лабораториях автоклавы работают при давлении пара, превышающем атмосферное давление примерно на 10^5 Па, что соответствует температуре 120 °С, обработку проводят 20 и более (до 1 ч в зависимости от характера и объема жидкости) минут после полного замещения воздуха паром. Химическими стерилизующими агентами являются этиловый спирт, фенол, мертиолят натрия, окись этилена и др.

Более полные сведения о численности микроорганизмов дают прямые микроскопические методы. При учете бактерий пользуются методами Виноградского, Звягинцева и Кожевина, а также электроно-микроскопическим методом по Никитину. Количество и биомассу грибов определяют по методу Хансена в модификации Мирчинк и Демкиной. Недостатком прямых методов является невозможность отличить живые клетки от мертвых и провести видовую идентификацию, что может быть осуществлено методами высевов на питательные среды.

Прямыми микроскопическими методами можно установить не только количество, но, при учете размеров микроорганизмов, и биомассу бактерий и грибов, а при ежедневных наблюдениях в условиях стационара — общую продукцию за месяц или сезон. Характер ежедневных изменений может служить показателем напряженности микробиологических процессов, активности микробиологического круговорота веществ и энергии.

Независимо от метода микробиологических исследований необходима предварительная подготовка образца к анализу. Для более полного количественного учета микроорганизмов следует добиться, чтобы клетки в суспензии для посева на питательную среду или для прямого микроскопического подсчета

находились в виде одиночных свободно плавающих единиц. Для этого проводят диспергирование агрегатов, десорбцию клеток с частиц и разделение существующих в природных субстратах микроколоний на составляющие их клетки. Эти процессы осуществляются путем механического воздействия (растирание в состоянии пасты, обработка в ультразвуковой установке или микроизмельчителе тканей) или химическими средствами (поверхностно-активные вещества, пирофосфат натрия, щелочи).

Предварительная обработка заключается в том, что изучаемый образец высыпают на стерильную поверхность, тщательно перемешивают, стерильным пинцетом удаляют корни и крупные частицы. При использовании свежевзятого грунта определяют влажность. Затем проводят диспергирование. Простой и доступный в любых условиях метод заключается в пятиминутном растирании увлажненного до пастообразного состояния грунта пальцем в стерильной резиновой перчатке или стерильным резиновым пестиком. В случае карбонатного грунта лучшие результаты дает смачивание грунта не водой, а 0,1 %-ным раствором пирофосфата или 0,03—0,05 %-ным раствором алкилсульфатов спиртов. Для растирания берут навеску массой 1 или 10 г (в зависимости от предполагаемого содержания микроорганизмов), после диспергации грунт переносят из ступки в колбу емкостью 250 мл, которую встряхивают в течение 5 мин, затем через 30 с, требующихся для оседания крупных частиц, приступают к приготовлению разведений для посева или препаратов для прямого учета.

Более совершенным приемом является обработка суспензии грунта (10 г грунта в 90 мл стерильной водопроводной воды) на ультразвуковой установке УЗДН-1 (в течение 3 мин при силе тока 0,40 А и частоте 15 кГц) или микроизмельчителе тканей РТ-2 (в течение 5 мин при скорости 8,33 с⁻¹). Использование этого приема диспергирования позволяет определять в 2—10, а иногда в 100 раз больше бактерий, чем применяемое ранее 10-минутное встряхивание суспензии грунта в колбах.

4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОДЕРЖАНИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ

Прямые микроскопические методы. Метод Виноградского. На предметном стекле отмечают прямоугольник площадью 8 см², ширина которого равна ширине стекла. Пипеткой с точно определенной величиной капли наносят одну каплю на поверхность чистого обезжиренного предметного стекла и равномерно распределяют покровным стеклом по поверхности всего прямоугольника. Препарат подсушивают на воздухе, фиксируют над пламенем газовой горелки и окрашивают карболовым эритрозином (5 г карболовой кислоты на 5 г эритрозина в 100 мл воды). Окрашивание в зависимости от качества красителя продолжается от 1 до 24 ч. Во время окрашивания пре-

параты не должны высыхать, поэтому их помещают в эксикатор или погружают в стаканчик с красителем. После окрашивания избыток краски смывают, погружая стекла последовательно в четыре-пять стаканов с водой. Препараты высушивают, а затем изучают под микроскопом с иммерсионным объективом. Необходимо приготовить несколько повторных стекол и на каждом просчитать не менее пяти полей зрения.

Число M клеток в 1 г воздушно-сухой почвы или грунта рассчитывают по формуле

$$M = \frac{A \cdot 8 \cdot 10^9 \cdot (W \pm 100)}{SVn},$$

где A — общее число клеток на стекле; W — влажность грунта; S — площадь поля зрения (определяется с помощью объекта-микрометра); V — объем нанесенной суспензии; n — число просчитанных полей зрения.

Полученные данные могут служить для определения величины биомассы микроорганизмов. Для этого определяют среднюю величину клетки, измеряя с помощью окуляра-микрометра размеры нескольких клеток. Затем число клеток в 1 г грунта M умножают на средний объем и плотность (1,10 г/см³ клетки).

Люминесцентно-микроскопический метод по Звягинцеву и Кожевину. Люминесценция окрашенных микробных клеток позволяет легко отличать их от минеральных и органических частиц, поэтому использование этого метода дает возможность получать сопоставимые результаты при работе разных исследователей. Кроме того, с помощью этого метода можно учесть клетки, адсорбированные на частицах грунта, которые не видны в проходящем свете при использовании метода Виноградского.

Определение проводится по следующей схеме [30]. Суспензию грунта, полученную описанным выше способом, переносят в мерный цилиндр объемом 100 мл и перемешивают. После двухминутного отстаивания пипеткой отбирают 2 мл суспензии на уровне отметки 50 мл и переносят в колбу с 18 мл воды. Колбу энергично встряхивают, суспензию наносят микропипеткой (0,01 мл на препарат) на тщательно обезжиренное предметное стекло и равномерно распределяют по площади 4 см² (квадрат 2×2 см). На каждом стекле готовят три препарата. Удобно пользоваться трафаретом, на который кладут предметные стекла при подготовке препаратов. Препараты высушивают на воздухе при комнатной температуре, а затем фиксируют легким нагреванием на пламени газовой горелки. Приготовленные таким образом препараты можно хранить продолжительное время.

Перед подсчетом препараты окрашивают (в течение 2—4 мин) водным раствором акридина оранжевого (разведение 1 : 10 000). Клетки при этом окрашиваются в зеленый цвет и хорошо заметны на темном или красном фоне частиц грунта.

Избыток флуорохрома удаляют, погружая образец на 10 мин в стакан или кювету с водопроводной водой. Окрашенные препараты высушивают на воздухе. При микроскопировании на препарат наносят каплю воды и покрывают обезжиренным покровным стеклом, выдавливая пузырьки воздуха. Лишнюю воду удаляют фильтровальной бумагой. Препараты просматривают на люминесцентном микроскопе МЛ-2 или МЛ-4 (фильтры ФС-1-1, ЖЗС-19 ЖС-18, объектив $\times 90$ Л, окуляры $\times 4$ или $\times 5$).

Число M микробных клеток, содержащих в 1 г грунта, вычисляют по формуле

$$M = \frac{4an}{S} \cdot 10^{10},$$

где a — среднее число клеток в поле зрения; S — площадь поля зрения; n — показатель разведения. В описанном случае $n = 100$, однако эта величина может изменяться в зависимости от численности микроорганизмов в образце. Желательно подобрать разведение таким образом, чтобы среднее число клеток в поле зрения составляло 5—10. Из каждого образца рекомендуется готовить два препарата и на каждом подсчитывать клетки в пяти полях зрения [30].

Чтобы обезжирить стекла, их промывают в стиральном порошке и хранят в свежем растворе хромпика. Следует проводить контроль содержания микробных клеток в воде для исследований и, если это необходимо, очищать воду фильтрацией через бактериальные фильтры. Рекомендуется готовить сразу значительное количество основного 0,1 %-ного раствора красителя в дистиллированной воде, который хранят при 4°C в закрытой посуде из темного стекла. Рабочие растворы акридина оранжевого (1 : 10 000) не хранят. Применяемое иммерсионное масло не должно люминесцировать, в чем следует убедиться перед исследованием.

Электронно-микроскопический метод по Никитину. Применение электронных микроскопов в микробиологии позволило не только изучить детали строения клеток и открыть новые виды, но и наиболее полно учесть их число.

Диспергированную суспензию грунта помещают в стерильный мешочек из синтетического полупроницаемого материала и в течение 3—12 ч подвергают диализу в стерильной дистиллированной воде. Мешочки для диализа закрывают ватной пробкой и прикрепляют к стакану. Стакан с мешочками закрывают ватой, смоченной толуолом. Разведение суспензии подбирают эмпирически, но оно не должно быть очень высоким. Для нанесения капель суспензии на пленки-подложки для электронного микроскопа используют стерильные микропипетки объемом 0,1 мл с оттянутым в капилляр концом. Перед отбором суспензии конец пипетки при помощи простерилизованной полоски фильтровальной бумаги покрывают тонким слоем стерильного

вазелина для того, чтобы исключить затекание взвеси на нижнюю часть пипетки и образование капель избыточного объема. Для количественного учета отбирают сетки с одинаковыми диаметрами полей зрения (диаметром 3000—3400 мкм и квадратными отверстиями со стороной квадрата 30 мкм). На сетку наносят каплю объемом 3—8 мкл, при этом срез капилляра должен находиться на расстоянии 5—8 мм от пленки. Сформировавшаяся капля, падая на сетку, образует небольшую сферу, не выходящую за край сетки. После высыхания каплю препараты оттеняют металлом (хромом или окисью вольфрама) и просматривают в электронном микроскопе. Для каждого варианта готовят 10—20 сеток и на всех производят подсчет микробных клеток в возможно большем числе полей зрения. В местах скопления частиц, которые могут маскировать клетки, учет проводить не следует.

Число клеток в 1 мл суспензии определяют по формуле

$$M = \frac{a \cdot l R^2}{l^2 V_{\text{н}}}, \quad \text{где } a \text{ — число (среднее арифметическое) микроорганизмов в просчитанном квадратице; } R \text{ — радиус сетки; } l \text{ — сторона квадрата поля зрения; } V_{\text{н}} \text{ — объем капли.}$$

Определение содержания низших грибов. При микроскопическом определении длины мицелия грибов, числа спор и мицелиальных фрагментов используют метод мембранных фильтров. При этом определении навеску грунта 0,5—2,0 г тщательно растирают в фарфоровой ступке пестиком с резиновым наконечником. Растертую навеску помещают в 500 мл нестерильной дистиллированной воды, встряхивают на качалке в течение 5 мин, выливают в цилиндр емкостью 500 мл и, не давая отстояться (чтобы вместе с крупными частицами не осели прикрепленные к ним гифы), берут 10 мл суспензии с уровня 250 мл и переносят в фильтр Зейца. Предварительная подготовка фильтра Зейца заключается в том, что на металлическую сетку вместо асбестовой прокладки помещают шесть слоев обеззоленной фильтровальной бумаги, поверх которой помещают мембранный фильтр № 2 с диаметром пор 2,5 мкм и собственным диаметром 35 мм. Фильтры в течение 20 мин стерилизуют кипячением в дистиллированной воде.

Фильтрацию проводят на колбах Бунзена с водоструйным насосом. При этом большая часть мелких частиц грунта отфильтруется, а фрагменты грибных гиф и споры останутся на фильтре. Для более равномерного распределения оставшихся на фильтре частиц его несколько раз промывают дистиллированной водой, но так, чтобы при добавлении новой порции воды на фильтре оставалось $\frac{1}{3}$ начального объема. Затем мембранные фильтры вынимают из фильтров Зейца, высушивают на воздухе и окрашивают дианиловым голубым или метиленовым синим, которыми пропитывают фильтровальную бумагу. Краситель готовят, смешивая 1 %-ный раствор краски и 5 %-ный раствор фенола в отношении 1:5. Мембранный фильтр

окрашивается в результате равномерного пропитывания снизу из дисков фильтровальной бумаги, смоченных красителем. После окраски и просушивания фильтр осветляют двумя-тремя каплями иммерсионного масла или глицерина.

Для подсчета числа грибных фрагментов и спор и измерения длины гиф мицелия просматривают два фильтра (по 50 полей зрения на каждом). Длину мицелия определяют с помощью окуляра-микрометра и вычисляют суммарную длину во всех просчитанных полях зрения в единицах окуляра-микрометра.

Для измерения длины грибных гиф используют увеличение 10×40 , для подсчета спор — 10×90 (иммерсия). Желательно, чтобы разведение суспензии грунта было подобрано таким образом, чтобы в каждом поле зрения обнаруживалось один—три фрагмента гиф и 0,4—0,2 споры.

Суммарную длину l гиф мицелия в 1 г грунта рассчитывают по формуле

$$l = \frac{l_{\phi} \times S_{\phi} \times 10^{10}}{50SV/m},$$

где l_{ϕ} — суммарная длина гиф на фильтре в 50 полях зрения (в единицах окуляра-микрометра); x — цена деления окуляра-микрометра; S_{ϕ} — площадь фильтра; V — объем наносимой суспензии; m — масса навески грунта.

Принимая средний диаметр гифы за 5 мкм и плотность грибных клеток за $1,05 \text{ г/см}^3$, можно определить массу мицелия, умножая его длину на 0,02.

Число M спор в 1 г грунта рассчитывают по формуле

$$M = \frac{m_{\phi} S_{\phi} \cdot 10^6}{50SV/m},$$

где m_{ϕ} — число спор в 50 полях зрения.

Биомасса спор m_c рассчитывается по формуле

$$m_c = \frac{\pi}{6} d_1 d_2 \rho 10^{-9},$$

где d_1 и d_2 — больший и меньший диаметры клетки; ρ — плотность спор, равная $1,2 \text{ г/см}^3$.

Широко распространенным методом определения длины мицелия грибов является метод агаровых пленок Джонса и Моллисона. Он заключается в том, что навеску грунта (0,5—4,0 г) растирают в фарфоровой ступке и помещают в колбу со 100 мл расплавленного и слегка охлажденного 1,5 %-ного агара. После этого каплю суспензии распределяют тонкой пленкой в гемцитометре, имеющем определенные размеры камеры. Глубина камеры создается путем тщательного (до образования интерференционных полос) притирания покровного стекла. Агар, благодаря своей вязкости, обеспечивает быстрое и равномерное застывание и распределение суспензии по поверхности. Рекомендуется для окраски гиф использовать анилин блау в 5 %-

ном водном феноле (1 мл 1 %-ного красителя в 15 мл водного фенола), а дифференциацию после окраски осуществлять ледяной уксусной кислотой.

Подсчет проводят в 40 квадратах камеры в трех повторностях. Длину гиф измеряют с помощью окуляра-микрометра. Расчет длины l гиф в 1 г грунта проводят по формуле $l = (l_k \times \times 250 \cdot x) / 4c$, где l_k — длина гиф (в единицах окуляра-микрометра). Площадь квадрата гемоцитометра равна $1/250$ мм², глубина — 0,1 мм.

Посев на питательные среды. В отличие от прямых микроскопических методов, которыми учитывается число как живых, так и отмерших клеток, методами посева выявляются только микроорганизмы, способные к активной жизнедеятельности. Преимуществом этих методов является возможность дальнейшего изучения и видовой идентификации выделенных на питательных средах микроорганизмов. Однако поскольку не существует универсальной питательной среды, на которой могли бы развиваться все микроорганизмы, которые, как отмечалось выше, чрезвычайно разнообразны по потребностям, этим методом удается учесть незначительную (0,1—1 %) часть микроорганизмов грунта. Поэтому методами посева определяется не общая численность микробов, а число микроорганизмов с определенными особенностями физиологии и более целесообразно использовать эти методы для изучения более узких групп микроорганизмов, называемых физиологическими группами, т. е. микроорганизмов, связанных с определенным этапом превращения веществ (азотфиксаторы, нитрификаторы, сульфатредукторы, железобактерии и др.).

Кроме потребностей в различных элементах питания, микроорганизмам необходимы и определенные условия развития (температура, кислотность, окислительно-восстановительный потенциал и др.). Поэтому при количественном учете, например, аэробных организмов (для жизни которых необходим кислород), при их развитии в жидкой среде производится ее аэрация, которая достигается встряхиванием или продуванием воздуха. облигатных анаэробов, которые гибнут при контакте с кислородом, культивируют в специальных анаэротатах, из которых отсасывается воздух или подается газ, не содержащий кислорода (СО₂ или N₂). Культуры строгих анаэробов в жидкой среде обычно выращивают в пробирках или колбах, доверху заполненных средой и закрытых резиновыми пробками. Таким образом, при количественном учете микроорганизмов необходим тщательный подбор состава питательной среды и условий культивирования, который производится в соответствии с целями исследования [30].

Метод посева на твердые питательные среды. Сущность метода состоит в нанесении суспензии, содержащей микроорганизмы, на поверхность твердой питательной среды (агар, кремнекислый гель) и равномерном распределении по

ней. Попавшие на среду клетки образуют колонии, видимые невооруженным глазом. Считается, что каждая колония возникает в результате многократного деления одной клетки.

При изучении грунтов обычно используют следующие [30] питательные среды.

1. Почвенный агар или агаризованный грунт: к 900 мл водопроводной воды добавляют 100 г грунта, из которого отобраны корни и крупные частицы, и 18 г агара. Среду стерилизуют в течение 1 ч при давлении 10^5 Па, а затем после взбалтывания разливают по чашкам. Для приготовления среды желательнее использовать грунт, который будет объектом изучения.

2. Почвенный агар Локхиды состоит из 0,2 г K_2HPO_4 , 15 г агара и 1 л почвенного экстракта. Последний готовят из сильно гумусированного грунта, который просеивают через сито с ячейками диаметром 3 мм и смешивают с равным по массе количеством дистиллированной воды. Смесь выдерживают в автоклаве в течение 1 ч при $120^\circ C$ и в горячем состоянии пропускают через бумажный фильтр при отсасывании.

3. Агаризованная почвенная вытяжка готовится из 1 кг достаточно богатого питательными веществами грунта, который настаивают с 1 л водопроводной воды в течение ночи, а затем фильтруют и добавляют 2 % агара. При использовании в составе указанных выше сред грунта с высокой кислотностью рН среды следует довести до 7, так как при рН ниже 4 агар не застывает.

4. Среда Аристовской с органо-минеральными комплексами гумусовых веществ с полуторными окислами готовят, добавляя 5 мл органо-минерального комплекса, полученного по описанному выше способу и 20 г агара к 1 л водопроводной воды, и стерилизуют при давлении $0,5 \cdot 10^5$ Па в течение 0,5 ч. Посев производится глубинным способом (суспензия вносится в среду до разливания по чашкам) или суспензия наносится на поверхность голодного агара в чашках Петри.

5. Голодный агар: к 1 л водопроводной воды добавляют 20 г агара. Иногда пользуются выщелоченным агаром, очищенным от примесей промыванием или другими способами.

6. Мясо-пептонный агар (МПА)—питательная среда для бактерий—готовится добавлением 2 % агара к выпускаемому промышленностью порошку или мясо-пептонному бульону, который обычно разбавляют в 10 раз.

7. Среда Аристовской для олиготрофов состоит (%) из: глюкозы 0,1; $(NH_4)_2HPO_4$ 0,02; Na_2HPO_4 0,01; KH_2PO_4 0,01; $MgSO_4$ 0,006; $CaCl_2$ 0,002; $NaCl$ 0,002; агара 2.

8. Среду Чапека для бактерий и актиномицетов готовят из (в г/л дистиллированной воды): KCl 0,5; $MgSO_4$ 0,5; K_2HPO_4 1; $FeSO_4$ 0,01; $NaNO_3$ 2; $CaCO_3$ 3, глюкозы или сахарозы 20; агара 20.

9. В состав крахмало-аммиачной среды для актиномицетов и бактерий входят (в г/л дистиллированной воды): $(NH_4)_2SO_4$

2; K_2HPO_4 1; $MgSO_4$ 1; $NaCl$ 1; $CaCO_3$ 3; крахмал растворимый 10; агар 20. Крахмал предварительно разводят в холодной воде и затем приливают к основной среде.

10. Среда Чапека—Докса для грибов приготавливают из (в г/л дистиллированной воды): $NaNO_3$ 3; K_2HPO_4 1; $MgSO_4 \times 7H_2O$ 0,5; KCl 0,5; $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,01; глюкозы или сахарозы 30; агара 20; рН 6. Среда содержащая глюкозу, витамины или другие термолabile вещества, стерилизуют при давлении $0,5 \cdot 10^5$ Па и температуре 112 °С.

11. Сусло-агар для грибов представляет собой пивное сусло заводского производства, которое разводят водопроводной водой в отношении 1 : 2—1 : 5 в зависимости от плотности. К раствору добавляют 2 % агара. Перед посевом в расплавленную среду вносят молочную кислоту (4 мг/л) для предотвращения развития бактерий.

Для более полного учета численности микроорганизмов целесообразно проводить посев на одну из бедных питательными веществами сред (агаризованный грунт, голодный агар, среда Аристовской) для определения общего числа микроорганизмов, число бактерий определять на разведенном МПА, актиномицетов — на крахмало-аммиачном агаре (КАА), грибов — на сусло-агаре или среде Чапека—Докса.

При изучении процессов, происходящих в грунте в результате деятельности микробов, полезно изучить численность микроорганизмов определенных физиологических групп, объединенных общностью осуществляемых ими процессов, но разных в систематическом отношении. Хорошо разработаны методы учета микроорганизмов, связанных с превращениями соединений азота, они изложены во многих руководствах по микробиологии [30].

Выделение аэробных микроорганизмов, разлагающих клетчатку, обычно проводят на среду Гетчинсона и Клейтона, которая состоит (в г/л) из: K_2HPO_4 1; $CaCl_2$ 0,1; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,3; $NaCl$ 0,1; $FeCl_2$ 0,1; $NaNO_3$ 2,5.

Учет разрушающих лигнин микроорганизмов производят на среде с галловой кислотой. Число Mn и Fe-окисляющих микроорганизмов можно определить на агаризованном грунте, где эти организмы образуют окислы бурого и буро-черного цвета. Восстановление этих элементов изучают на среде Бромфильда, в состав которой входят (в г/л дистиллированной воды): сахароза 10; дрожжевой экстракт 0,3; $CaCO_3$ 5; KH_2PO_4 0,5; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,2; $(NH_4)_2SO_4$ 1; агар 20, кроме того, в состав среды входят 30—50 г измельченной железной руды.

Тионовые бактерии, осуществляющие окисление сульфидов металлов, элементарной серы и тиосульфата, можно выделить, например, на тиосульфатный агар Бейеринка который состоит (в г) из: тиосульфата натрия 5; K_2HPO_4 0,1; $NaHCO_3$ 0,2; NH_4Cl 0,1; выщелоченного агара 20, а также 1 л водопроводной воды. Среда имеет рН 9,2—9,4.

Учет сульфатредуцирующих бактерий можно проводить на среде Постгейта, представляющей собой смесь (в г): K_2PO_4 0,5; NH_4Cl 1,0; Na_2SO_4 1,0; $CaCl_2 \cdot 7H_2O$ 1,0; $MgCl_2 \cdot 7H_2O$ 2,0; 70 %-ного лактата натрия 5,0; $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,5; дрожжевого экстракта 1,0; аскорбиновой кислоты 1,0; тиогликолевой кислоты 1,0; агара 15 и 1 л водопроводной воды. рН среды доводится до 7,6 раствором NaOH после расплавления агара.

Расплавленную на водяной бане агаризованную питательную среду разливают в стерильные чашки Петри по 20—30 мл в каждую. После застывания среды чашки помещают в стерилизованный и нагретый до 80 °С сушильный шкаф и подсушивают до удаления воды с крышек и появления муаровой поверхности на агаре. После охлаждения производят посев. Из диспергированной суспензии грунта, содержащей 10 г в 100 мл стерильной водопроводной воды, готовят разведения, перенося из колбы 1 мл суспензии в пробирку с 9 мл воды. Количество таких разведений определяется предполагаемым числом микробов в объекте изучения. Оптимальным считается, если на чашке развивается 50—200 колоний. Стерильной пипеткой из колбы и пробирок одна капля соответствующего разведения переносится на чашки со средой. Для каждого разведения образца и новой среды требуется не менее трех повторных чашек. Суспензия из разведения помещается на три повторные чашки новой пипеткой. Размер капли определяют, подсчитывая их число в 1 мл воды. Нанесенная в центр чашки капля суспензии растирается стерильным шпателем, каждое разведение отдельно. Засеянные чашки в случае изучения аэробных микроорганизмов переворачивают вверх дном и помещают в термостат (при определении термофилов), оставляют при комнатной температуре или инкубируют в холодильнике при 0—3 °С (при изучении психрофилов). При учете анаэробных организмов, например сульфатредукторов, чашки в обычном положении помещают в анаэроустат, из которого вакуумным насосом удаляется воздух. Хорошие результаты дает также заполнение анаэроустатов газами, не содержащими кислород. Низкий окислительно-восстановительный потенциал среды, необходимый для развития анаэробов, создается введением в состав среды аскорбиновой и тиогликолевой кислот.

Число колоний, выросших на средах, для бактерий определяют через 3 сут, для актиномицетов — через 7—20 сут и грибов — через 5—7 сут. На остальных средах учет производят через две-три недели.

Присчитав число колоний на всех параллельных чашках, определяют среднее число колоний на чашке и затем число клеток M в 1 г воздушно-сухой или абсолютно сухого грунта по формуле $M = anV/m$, где a — среднее число колоний на чашке; V — число капель в 1 мл суспензии; m — масса воздушно-сухого или абсолютно сухого грунта.

Метод предельных разведений на жидких пита-

тельных средах обычно используют для анализа некоторых физиологических групп микроорганизмов. Он состоит в том, что суспензия грунта, полученная в результате диспергации и последующих разведений, вносится стерильной пипеткой в несколько пробирок со стерильной жидкой питательной средой. Из каждого разведения засеваются 5—10 пробирок. После инкубирования при условиях и продолжительности, соответствующих потребностям изучаемой группы, определяют последнее разведение, в котором обнаружено развитие микроорганизмов. На основании этих данных с помощью таблиц Маккреди устанавливают содержание микроорганизмов данной группы. Следует отметить необходимость особой тщательности в соблюдении условий стерильности при работе этим методом, так как даже одна случайно попавшая клетка может значительно завысить результаты анализов.

Методом предельных разведений удобно пользоваться при выяснении числа анаэробных микроорганизмов, заполняя питательной средой всю пробирку до уровня пробки. Ниже приводятся составы сред для количественного учета разлагающих целлюлозу анаэробов, железовосстанавливающих микроорганизмов, сульфатредукторов, тионовых бактерий, выделение которых обычно проводят этим методом.

1. Среда Омелянского для разлагающих целлюлозу анаэробных бактерий состоит (в г) из: K_2HPO_4 1; $MgSO_4$ 1; $NaCl$ 1; $(NH_4)_2 SO_4$ 2; $CaCO_3$ 2; фильтровальной бумаги 30; дистиллированной воды 1 л. Фильтровальную бумагу нарезают узкими полосками и опускают на дно пробирок с питательной средой.

2. Среду Бромфильда для бактерий, восстанавливающих окисные соединения марганца и железа, приготавливают (в г) из: K_2HPO_4 0,5; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,2; $(NH_4)_2 SO_4$ 1; сахарозы 10; $CaCO_3$ 5; агар-агара 20; а также дрожжевого экстракта Дифко 0,3 или дрожжевого автолизата 5 мл; воды дистиллированной 1 л (рН 7), окисленной железо-марганцевой руды, размельченной в ступке, 30—50 г/л. Руду стерилизуют отдельно и в небольшом количестве воды вносят в расплавленную среду.

3. Среда Сильвермана и Люндгрена 9К для *Thiobacillus ferrooxidans* состоит (в г) из: $(NH_4)_2 SO_4$ 3; KCl 0,1; K_2HPO_4 0,5; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ 0,5; $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ 44,2; $Ca (NO_3)_2$ 0,01; а также дистиллированной воды 0,7 л. 44,2 $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ и 1 мл 10 н серной кислоты растворяют в 300 мл дистиллированной воды и стерилизуют отдельно.

4. При приготовлении среды Виноградского для сульфатредуцирующих бактерий в модификации Кочкиной используют (в г): $KH_2 PO_4$ 0,5; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ 2,5; $NaCl$ 2,5; $FeSO_4$ 0,05; $MnSO_4$ 0,05 и 1 л дистиллированной воды. Источником углерода служит фильтровальная бумага, измельченная на тканезмельчителе, которую вносят в среду в количестве 2,5 г/л.

4.3. ИЗУЧЕНИЕ ВИДОВОГО СОСТАВА МИКРООРГАНИЗМОВ

Определение вида микроорганизма — сложная задача, решение которой возможно только на основании тщательного изучения его морфологии, физиологии, биохимии и экологии. Число признаков, которые должны быть изучены при идентификации организма, различно для разных таксономических групп, в некоторых случаях необходимо проведение нескольких десятков тестов.

К наиболее легко определяемым признакам относятся непосредственно наблюдаемые морфологические особенности. Поэтому биологические классификации практически на всех уровнях почти полностью основаны на морфологических характеристиках микроорганизмов. Единственным исключением является классификация бактерий, так как вследствие чрезвычайной простоты строения при определении их видовой принадлежности существует очень ограниченный набор признаков. Вследствие этого определение бактерий базируется на функциональных признаках, т. е. на изучении осуществляемых ими процессов. Основным пособием при определении бактериальных видов является определитель Берги. Признаками, которые должны быть изучены при определении вида бактерии с помощью этого пособия, являются: структурные характеристики (форма, размеры, особенности морфологии, способ движения, природа стадий покоя, окраска по Граму, вид макроскопического роста), биохимические характеристики (использование компонентов среды или воздействие на них с образованием различных конечных продуктов, биохимический состав клеточных компонентов и метаболитов), физиологические характеристики (отношение к кислороду, температуре, рН, антибиотикам).

Подавляющее большинство бактерий имеет форму сферы (кокки) или палочек разной длины, которые могут располагаться одиночно или образовывать нити и пакеты клеток (рис. 21). Некоторые бактерии образуют споры или цисты (стадии покоя), причем споры располагаются в разных частях клетки, что также является систематическим признаком. Морфология отдельных видов весьма своеобразна (см. рис. 21). Подвижность бактерий связана главным образом с наличием жгутиков, расположение которых характерно для представителей разных таксонов. О типе жгутикования можно предположительно судить по характеру движения в водном препарате, приготовленном по принципу висячей капли. Если жгутики расположены на полюсе клетки, то движение будет ввинчивающимся, при латеральном или перитрихИАльном расположении клетки двигаются плавно. Наблюдение жгутиков в световом микроскопе возможно после их протравливания таннином с последующей окраской фуксином Циля. Однако более надежно электронно-микроскопическое изучение.

Важным классификационным признаком является отношение

к окраске по Граму, которое характеризует особенности строения клеточной стенки и связано с особенностями физиологии организмов. Окрашивание производится следующим образом. На обезжиренном стекле готовят тонкие мазки трех односуточных культур, из которых одна — исследуемая, а другие — конт-

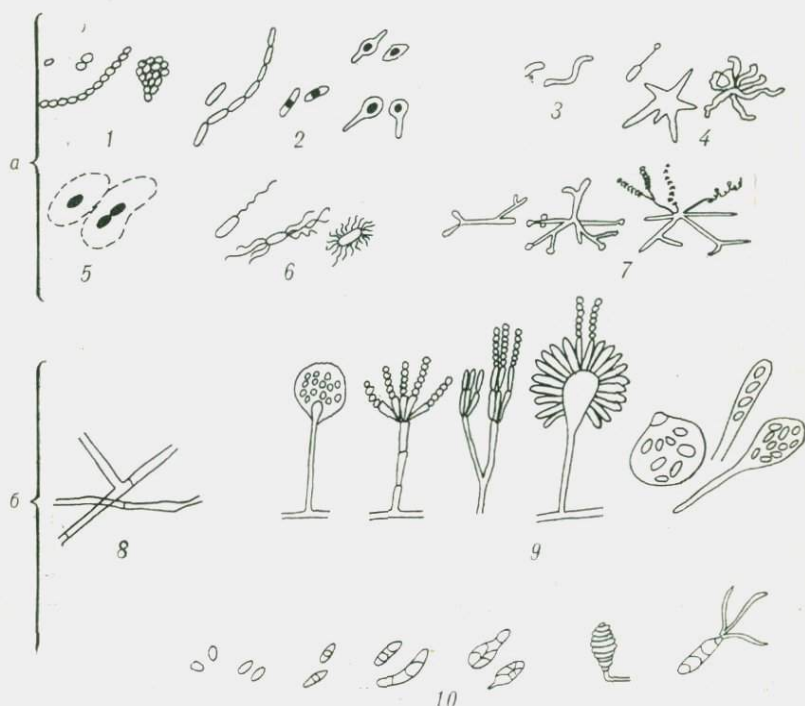


Рис. 21. Морфологические признаки клеток микроорганизмов (а — бактериальных, б — низших грибов) грунтов, используемые при определении их видовой принадлежности.

1 — кокки одиночные (микрококки), объединенные попарно (диплококки), в цепочки (стрептококки) и гроздья (стафилококки); 2 — палочковидные бактерии одиночные и объединенные в цепочки (неспоровые), формы клеток спорообразующих видов; 3 — извитые бактерии (вибрилла и спирилла); 4 — бактерии своеобразной морфологии, распространенные в грунте (почкующиеся, простекобактерии, металлогенум); 5 — бактерии, имеющие капсулы; 6 — бактерии с различными типами жгутикования; 7 — мицелий и органы плодоношения актиномицетов; 8 — мицелий; 9 — органы плодоношения; 10 — споры

рольные, грамположительная, например, *Bacillus mycoides* и грамотрицательная, например, *Escherichia coli*. Мазки подсушивают на воздухе и фиксируют на пламени. Затем препараты последовательно обрабатывают раствором Люголя и 1%-ным раствором кристаллического генцианового фиолетового по 1—2 мин каждым, не промывая мазки между сменой красителей. Препарат промывают и погружают на 30 с в стакан с 96%-ным этиловым спиртом, после чего немедленно промывают водой.

Докрашивают препарат разбавленным фуксином 0,5 мин или сафранином 1—2 мин. Промытый и высушенный препарат просматривают с иммерсией, сравнивая изучаемую культуру с контрольными. Клетки грамположительных бактерий после этой обработки окрашиваются в фиолетовый цвет, а грамотрицательных — в розовый от фуксина или желто-розовый от сафранина.

При недостатке азотного питания клетки часто образуют капсулы, имеющие, как правило, полисахаридную природу. Этим образованиям принадлежит важная роль в агрегировании микробных частиц. Обнаружить капсулы можно по характерному расположению клеток в препарате, когда они находятся на одинаковом расстоянии друг от друга, не соприкасаясь между собой. Простой метод выявления капсул заключается в их негативном контрастировании тушью. Для этого клетки смешивают с каплей туши на предметном стекле и слегка размазывают эту суспензию покровным стеклом. Мазок закрывают покровным стеклом, края заделывают парафином и микроскопируют с иммерсией. Капсулы видны в виде светлого ареола на черном фоне препарата.

Приведенные характеристики являются наиболее общими. Для ряда микроорганизмов бывает важно выявить их кислотоустойчивость, наличие разнообразных включений и т. д. Соответствующие методики можно найти в указанных выше руководствах по микробиологии.

К культуральным признакам относятся форма и структура колонии, ее форма, край, поверхность и консистенция, пигментация, флуоресценция, выделение пигмента в среду. В жидких средах отмечают образование мути, осадка, пленки, а также пигментацию, газовыделение, появление запахов и изменение рН при введении в среду индикаторов.

Физиологические и биохимические тесты, используемые при определении бактерий, очень многочисленны. В первую очередь изучается способность бактерий развиваться на простых и сложных источниках углерода (моно-, олиго- и полисахаридах, органических кислотах, спиртах, углеводородах и др.). Чтобы контролировать изменения кислотности, к среде добавляют индикаторы бромкрезолпурпуровый или бромтимоловый синий (2 мл/л 1,6%-ного раствора). Эти индикаторы в кислой среде — желтые, в нейтральной, соответственно, — красный и синий. Такие тесты обычно проводят в жидкой среде и, чтобы определить наличие газообразования, в среду вносят поплавки. Кроме перечисленных изучаются такие признаки, как расщепление оксалата, образование кислот, индола и каротиноидов, определяют состав клеточных стенок и т. д.

Диагностика низших грибов основана на культуральных и морфологических признаках, главным образом, на строении и способах формирования репродуктивных органов.

Для определения видовой принадлежности грибную культуру высевают на стандартную плотную питательную среду, на-

нося специальным крючком посевной материал в трех точках чашки Петри, расположенных треугольником. В течение нескольких дней (до двух недель) наблюдают за изменениями на чашке, не открывая ее, поскольку признаки, изменяющиеся во времени, входят в схему определения.

Выросшую культуру сначала просматривают на чашке при малом увеличении микроскопа, отмечая характер прикрепления спороношений к воздушному или субстратному мицелию, ветвление спорангие- и конидиеносцев, способ прикрепления спор и конидий и т. д. Микроскопические препараты готовят специальными иглами, вырезая участок колонии и помещая его на предметное стекло с каплей концентрированной уксусной кислоты или этилового спирта (1 : 1) для лучшего смачивания. Длительное хранение препарата возможно в специальной жидкости, содержащей 20 г кристаллической карболовой кислоты, 20 мл молочной кислоты, 40 мл глицерина в 20 мл дистиллированной воды. Изучаются форма и поверхность спорангиеносца, число, форма, цвет, поверхность, строение спор и т. д.

Основным признаком, служащим для разделения грибов на классы, является строение органов размножения (см. рис. 21). Определение внутри классов проводится по разным схемам и изложено в определителях, наиболее общим из которых является определитель Дж. Джилльмана [50].

Глава 5
**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ
И ТЕКСТУРЫ СКАЛЬНЫХ ПОРОД**

5.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Понятия структуры и текстуры горных пород являются одними из основных в геологии вообще и в инженерной геологии в частности. Однако смысловое значение этих понятий различно у разных геологов и тем более у физиков, химиков и механиков. Известно, что западноевропейские и американские геологи понимают под структурой горной породы то, что советские и немецкие геологи называют текстурой, и наоборот. Этот факт подчеркивает близость, неразрывность понятий структуры и текстуры. В общей физике, кристаллографии и физике твердого тела понятием структуры характеризуется пространственное расположение элементов, а в коллоидной химии — отношение частиц дисперсной фазы в пространстве посредством прямого контакта частиц через дисперсную среду.

В геологии этим понятиям большей частью исследователей придается равноценное значение. С такой позиции подходили в своих определениях Г. Розенбуш, А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, И. И. Танатар, Ю. Г. Старицкий, Л. Б. Рухин, Ю. А. Жемчужников и др. Вместе с тем среди геологов имеются различные мнения о взаимосвязи указанных понятий и о том, что должно служить основными критериями при их определении. Так, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг вообще не видел принципиальной разницы между структурой и текстурой горной породы. Другие исследователи, например И. И. Танатар, термином структура определяли внутренние (физико-химические), а термином текстура — внешние, сугубо геологические элементы строения горной породы. Некоторые ученые, такие, как А. Г. Бетехтин, Ю. Г. Старицкий, считали возможным в определение структуры вводить основной смысл понятия текстуры и при этом не отвергать самостоятельного значения последнего. В некоторых специальных монографических работах авторы отмечают, что в силу исключительной сложности строения осадочных пород далеко не всегда удается отличить текстурные признаки от структурных. Несмотря на некоторую разницу в деталях определений, все же большинство геологов сходятся на том, что под структурой следует понимать совокупность признаков породы, характеризующих форму, размер, поверхность частиц и частоту встречаемости повторных структурных элементов, а под

текстурой — характер расположения отдельных частей, элементов породы в пространстве, наличие или отсутствие ориентировки их относительно друг друга или относительно какого-то направления (плоскости) в пространстве. Исходя из этого определения, слоистость осадочных и сланцеватость (плойчатость) метаморфических пород является одним из основных текстурных признаков.

Строение скальных горных пород объединяет их структурные и текстурные признаки. Под структурой, по А. Н. Заварицкому, следует понимать те особенности строения горной породы, которые обусловлены размером, формой и взаимными отношениями составных частей породы (такими, как соотношение стекла и кристаллитов, темноцветных и светлых минералов, зерен и цемента и т. д.). Текстура отражает особенности пространственного расположения и распределения составляющих породу компонентов (например, текстуры директивные, слоистые и т. д.), способ выполнения пространства массой горной породы (пористая, плотная и др.), формы отдельности.

Изучение структуры пород при инженерно-геологических исследованиях представляется важным по двум причинам. Во-первых, характер структуры часто определяет отнесение породы к определенному петрографическому типу, т. е. название породы. Например, в сцементированных осадочных породах конгломераты, песчаники и алевролиты разделяются исключительно по структурному признаку — размеру обломочного материала в породе, а характер структуры магматических пород позволяет отнести их к абиссальным, гипабиссальным или эффузивным разностям. Во-вторых, характер структуры часто является одним из факторов, определяющих инженерно-геологические свойства пород. Так, прочность интрузивных пород возрастает с уменьшением размера кристаллов, а осадочных сцементированных пород — обломочного материала. Для эффузивных пород фактором, определяющим их прочность, может быть пористость, изменяющаяся в широких пределах.

Структура магматических пород обуславливается степенью их раскристаллизованности, абсолютными и относительными размерами кристаллов, их формой и соотношением между собой по степени идиоморфизма. Типы структур (рис. 22), выделенные по указанным выше признакам (табл. 12), определяют физико-механические свойства магматических пород. Для магматических пород выделяется серия структур с учетом формы и состава минеральных зерен, обусловленных в основном химическим составом магмы (табл. 13). Не всегда можно однозначно определить степень влияния структур этого типа на свойства пород, так как в этом случае трудно разделить влияние двух важных, но совершенно различных признаков — формы кристаллов и их состава, но тем не менее эти структуры помогают определить петрографический тип породы. Для эффузивных пород, кроме того, выделяется серия специфических струк-

тур по форме микролитов и соотношению их со стеклом (табл. 14). Прочность эффузивных пород, как правило, возрастает с уменьшением размера микролитов и с увеличением их содержания.

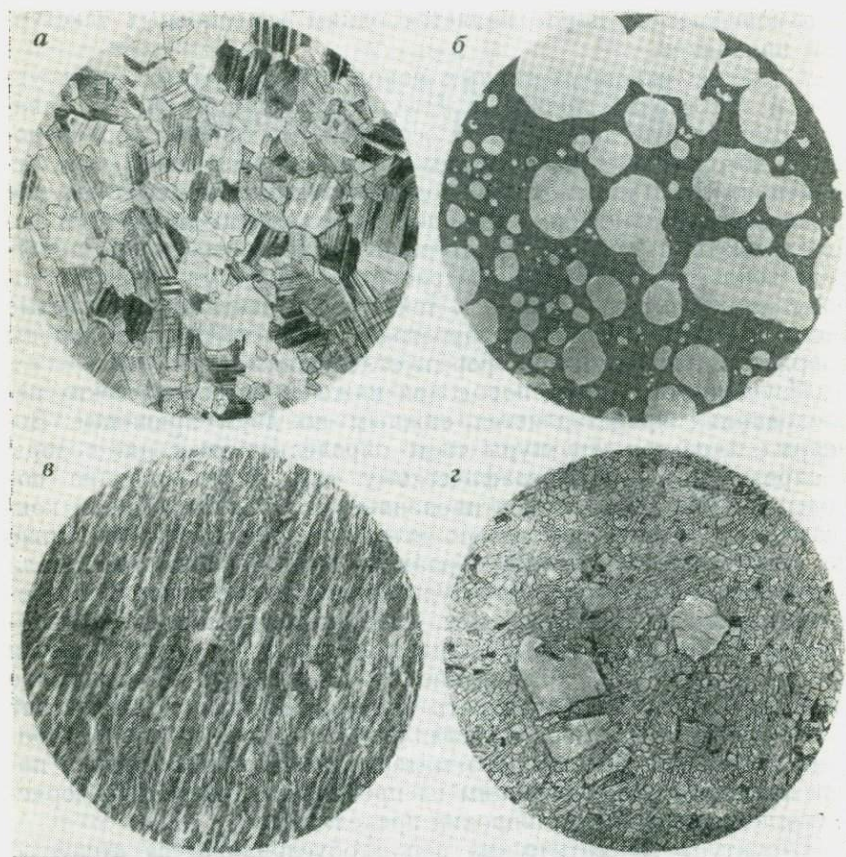


Рис. 22. Некоторые типы структур и текстур магматических и метаморфических пород (по Ю. И. Половинкиной).

а — амфиболит с гранобластовой (мозачной) структурой (никколи+, *d* поля зрения 4,1 мм); *б* — габбро с гниаллиновой структурой, пузыристой текстурой (никколи+, *d* поля зрения 2 мм); *в* — кристаллический сланец с фибробластовой (волоконистой) структурой, сланцевой (волнисто-сланцевой) текстурой (никколи +, *d* поля зрения 4,1 мм); *з* — фonoлит с полнокристаллической неравномернозернистой, порфировидной структурой, с вкраплениями нефелина (без анализатора, *d* поля зрения 2 мм)

Структуры метаморфических пород подразделяются на три группы: кристаллобластовые (отсутствуют кристаллографические формы минералов, кристаллы неправильные округлые, линзовидные, полигональные или заливообразные, зубчатые), каткластические (порода состоит из кристаллов и обломков резко выраженной остроугольной формы, соединенных тонко-

**Основные типы структур магматических пород
(по степени раскристаллизованности, абсолютному
и относительному размеру и форме кристаллов)**

Признак выделения	Структуры	Отличительные признаки	Влияние структуры на прочностные свойства пород
Степень раскристаллизованности породы	Полнокристаллические (голокристаллические)	Полная раскристаллизация породы, стекловатое вещество отсутствует	Как правило, породы с полнокристаллическими структурами имеют прочность выше, чем близкие по составу породы со стекловатыми структурами
	Неполнокристаллические (гипокристаллические)	В породе наряду с кристаллами содержится стекловатое вещество	То же
	Стекловатые (гиалиновые) (см. рис. 22, б)	Порода состоит из аморфного стекловатого вещества, кристаллы отсутствуют	»
Абсолютный размер кристаллов	Фанеритовые:	Размер кристаллов (в мм)	Прочность пород, близких по составу, возрастает с уменьшением размера кристаллов
	гигантозернистые	> 50	То же
	крупнозернистые	50—5	»
	среднезернистые	5—1	»
	мелкозернистые	< 1	»
Афанитовые	Зерна неразличимы невооруженным глазом	»	
Относительные размеры кристаллов	Равномернозернистые	Кристаллы одного и того же минерала имеют приблизительно одинаковые размеры	Для пород с равномернозернистой структурой характерна большая прочность и устойчивость к выветриванию
	Неравномернозернистые сериальные	Один и тот же минерал присутствует в породе в виде кристаллов разного размера	То же

Признак выделения	Структуры	Отличительные признаки	Влияние структуры на прочностные свойства пород
Относительные размеры кристаллов	Порфириовидные	Крупные кристаллы погружены в основную массу кристаллических зерен значительно меньшего размера с фанеритовой структурой	Как правило, ослабляет прочность пород и их устойчивость к выветриванию, так как порфириовидные вкрапленники часто отличаются повышенной микротрещиноватостью и обуславливают неоднородность напряженного состояния в образце
	Порфириовые:	Крупные кристаллы погружены в основную массу с афанитовой структурой:	Практически мало снижают прочность пород из-за небольшого размера вкрапленников
	а) эвпорфириовые	а) порфириовые выделения видны невооруженным глазом	
	б) микропорфириовые	б) порфириовые выделения различимы лишь под микроскопом	
Форма и взаимоотношения кристаллов	Панидиоморфные	Порода состоит из минеральных зерен, ограниченных характерными собственными гранями (идиоморфные кристаллы)	Прочность пород возрастает с уменьшением степени идиоморфизма
	Аллотриоморфные	Порода сложена зернами неправильной (аллотриоморфной) формы	—
	Гипидиоморфные	Порода сложена зернами минералов с различной степенью идиоморфизма	—

Разновидности фанеритовых* структур магматических пород
с учетом формы и состава минеральных зерен

Структуры	Отличительные признаки	Петрографические типы пород, для которых характерны данные структуры
Аплитовая	Неправильная изометричная форма зерен полевых шпатов и кварца с одинаковой и слабой степенью идиоморфизма	Жильные породы, сложенные кварцем и полевыми шпатами (аплиты)
Гранитовая	Степень идиоморфизма убывает в следующем порядке: темноцветные минералы > плагиоклазы > калиевые полевые шпаты > кварц. Последний имеет резко выраженную неправильную форму	Типичная структура гранитоидных пород
Агпантовая	Степень идиоморфизма щелочных минералов выше, чем феррических (темноцветных). Идиоморфизм щелочных полевых шпатов и нефелина по отношению к цветным	Щелочные породы (нефелиновые сyenиты)
Габбровая	Неправильные коротко-призматические зерна плагиоклаза и пироксена с почти одинаковым слабым идиоморфизмом	Глубинные основные породы (габбро, габбро-нориты)
Сидеронитовая	Идиоморфные зерна силикатов, ксеноморфные зерна рудных минералов в виде цемента заполняют промежутки между оливином и пироксеном	Некоторые полнокристаллические основные и ультраосновные породы (оливиниты, иногда пироксениты, перидотиты)
Диабазовая (офитовая): а) диабазо-офитовая; б) долеритовая	Идиоморфные тонкотаблитчатые кристаллы плагиоклаза, в замкнутоугловатых промежутках между которыми ксеноморфные зерна пироксена: а) по одному в каждом промежутке; б) по несколько мелких зерен пироксена в каждом промежутке	Основные породы (диабазы, долериты) То же »

* Для афанитовых полнокристаллических структур используют те же названия, что и для фанеритовых с добавлением приставки «микро» (микрогранитовая, микрогипидиоморфная и т. д.).

Структуры	Отличительные признаки	Петрографические типы пород, для которых характерны данные структуры
<p>Пойкилитовая:</p> <p>а) пойкило-офитовая;</p> <p>б) монцитонитовая</p>	<p>Характеризуется взаимным включением одних минералов в виде мелких зерен в другие крупные зерна:</p> <p>а) крупные зерна пироксена содержат пойкилитовые вросстки зерен <i>плагноклаза</i>;</p> <p>б) крупные ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата включают в себя мелкие идиоморфные кристаллы <i>плагноклаза</i> и темноцветных минералов</p>	<p>Основные породы</p> <p>Породы, содержащие значительное количество калиевого полевого шпата (монцитоны, отчасти снениты и диориты)</p>
Пегматитовая (графическая)	Крупные зерна калиевого полевого шпата содержат закономерные вросстки кварца	Кислые породы

Таблица 14

Основные типы афанитовых структур эффузивных пород
(по форме микролитов и соотношению их со стеклом)

Структуры	Отличительные признаки	Петрографические типы пород, для которых характерны данные структуры
Витрофировая (гиалиновая или стекловатая)	Аморфное стекловатое вещество, в котором могут быть единичные микролиты или кристаллиты	Породы кислого состава (обсидиан и др.)
Гиалопилитовая (андезитовая)	Игольчатые микролиты, обильно пропитанные стеклом, количество которого преобладает над количеством микролитов	Андезиты
Интерсертальная	Решетка сравнительно крупных микролитов и лейст <i>плагноклазов</i> в замкнутых угловатых участках, между которыми расположено стекло или продукты его расстеклования и мелкие зерна авгита, магнетита и др.	Базальты, базальтовые порфириты

Структуры	Отличительные признаки	Петрографические типы пород, для которых характерны данные структуры
Пилотакситовая	Параллельное и субпараллельное расположение микролитов плагиоклаза, между которыми могут быть зерна пироксена или рудного минерала. Стекла нет или очень мало	Андезиты, иногда базальты
Трахитовая	Параллельное и субпараллельное расположение микролитов калиевого полевого шпата. Стекла нет или очень мало	Трахиты
Ортофировая	Изометричная форма микролитов калиевого полевого шпата. Отсутствует стекло	Трахиты
Фонолитовая (см. рис. 22, г)	В основной массе присутствуют бесчисленные коротко-призматические микролиты нефелина, дающего в шлифе квадратные или шестиугольные разрезы. Стекло отсутствует	Фонолиты
Фельзитовая	Мельчайшие кринокристаллические зерна кварца и полевого шпата, может присутствовать тонкорассеянный стекловатый материал	Кислые эффузивные породы (риолиты, дациты, фельзиты)
Сферолитовая	Основная масса состоит из сферических образований диаметром 0,1—0,3 мм, сложенных радиально расположенными волокнами калиевого полевого шпата, которые могут чередоваться с волокнами кварца	Кислые эффузивные породы (кварцевые альбитофиры, кератофиры)
Вариолитовая	Вариоли сложены радиально расположенными волокнами плагиоклаза, между которыми могут быть зерна пироксена, стекло или продукты его девирификации	Основные эффузивные породы

зернистой связующей массой), реликтовые (наряду с элементами структуры, новообразованной в результате метаморфизма, сохранились участки структуры исходной породы).

Кристаллобластические структуры (табл. 15) в метаморфических породах образуются в результате перекристаллизации. При этом все минералы в отличие от магматических пород кристаллизуются в стесненных условиях и более или менее одновременно, поэтому обычно характеризуются одинаково неправильной формой. Из кристаллобластических структур наибольшую прочность породам обеспечивают гранобластовая и гранулитовая структуры. Лепидо- и нематобластовые структуры часто вызывают анизотропию физико-механических свойств. Большое влияние на прочность пород оказывают также структуры, обусловленные взаимным прорастанием минералов (табл. 16), которые, как правило, повышают ее.

<i>Структуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Пойкилобластовая	Крупные зерна одного минерала включают мелкие зерна других минералов
Диабластовая	Взаимное прорастание двух или нескольких минералов, когда один кристалл является не сплошным, а распадается на ряд вrostков, разделенных веществом другого минерала
Мирмекитовая	Мелкие червеобразные вrostки кварца внутри плагиоклаза, обычно на месте калиевого полевого шпата (на границе с ним)

Катакластические структуры возникают в результате деформации пород, сопровождающейся раздроблением, под влиянием преобладающего одностороннего давления.

<i>Структуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Гранокластическая	Зернистая катакластическая структура — раздробленные, частично перетертые зерна относительно изометричной формы при однородной текстуре и отсутствии сланцеватости
Лепидокластическая	То же, но зерна чешуйчатой и пластинчатой формы
Цементная	Относительно крупные первичные минералы как бы цементируются мелкими перетертыми частицами
Милонитовая	Раздробленные, частично перетертые зерна с параллельной текстурой

Метаморфические породы с подобными структурами отличаются меньшей прочностью, легче выветриваются. Прочность возрастает и может достигать значительной величины при наложении на катакластические структуры процессов перекристаллизации. К катакластической структуре близка милонитовая, но она отличается наличием параллельной текстуры. Милонитовая структура характеризуется большей прочностью связей между кристаллами и обломками и обуславливает анизотропию физико-механических свойств пород.

Реликтовые структуры образуются в результате сохранения участков с первичными структурами при неполной перекристаллизации исходных пород в процессе метаморфизма. Для на-

**Основные типы кристаллобластических структур
метаморфических пород
(по форме и относительному размеру зерен)**

Признаки выделения	Структуры	Отличительные признаки	Петрографические типы пород, для которых характерны данные структуры
Форма кристаллов	<p>Гранобластовые:</p> <p>а) торцовая (мозаичная) (см. рис. 22, а)</p> <p>б) роговиковая (сутурная или зубчатая)</p> <p>Лепидобластовая (чешуйчатая) или пластинчатая</p> <p>Нематобластовые (столбчатые):</p> <p>а) фибробластовая (см. рис. 22, в)</p> <p>б) сноповая</p> <p>Гелицитовая</p> <p>Гранулитовая</p>	<p>Однородная зернистая структура, изометричные зерна с округлыми или угловатыми очертаниями</p> <p>а) мелкие кристаллы с простыми полигональными очертаниями уложены плотно друг к другу, напоминают «торцовую» мостовую</p> <p>б) кристаллы имеют неправильные зубчатые очертания и как бы заходят краями друг за друга</p> <p>Преобладающие минералы развиты в виде чешуй или пластинок, ориентированных обычно в одном направлении</p> <p>Развитие удлиненно-призматических, столбчатых и волокнистых кристаллов:</p> <p>а) мелкие удлиненные кристаллы и волокна</p> <p>б) сростания (напоминающие снопы) кристаллов роговой обманки</p> <p>Скопления мелких зерен рудного минерала, включенных в более крупные зерна других минералов и расположенных параллельно</p> <p>Таблитчатые или линзовидные формы крупных зерен кварца на фоне гранобластовой структуры основной массы</p>	<p>Контактные роговики, кварциты, мраморы</p> <p>То же</p> <p>»</p> <p>Слюдяные, хлоритовые, тальковые и другие сланцы</p> <p>Серпентиниты, силлимонитовые сланцы</p> <p>Серпентиниты, силлимонитовые сланцы</p> <p>Амфиболовые породы</p> <p>Кристаллические сланцы</p> <p>То же</p>
Относительный размер кристаллов	<p>Гомеобластовая</p> <p>Гетеробластовая (порфириовидная)</p>	<p>Равномернозернистая</p> <p>Крупные выделения кристаллов, порфириобласты на фоне более мелкозернистой основной массы</p>	<p>Кристаллические сланцы, гнейсы и др.</p> <p>То же</p>

Типы цемента в осадочных цементированных породах*

Признак выделения	Тип цемента	Петрографические особенности	Влияние на свойство породы
Взаимоотношение зерен и цемента	Базальный (см. рис. 23, а)	Зерна погружены в цемент и не соприкасаются между собой	Прочно цементирует
	Соприкосновения или контактный (см. рис. 23, б)	Цемент присутствует лишь в местах соприкосновения зерен: главная часть пор остается незаполненной	Непрочно цементирует
	Заполнения пор (см. рис. 23, в)	Цемент выполняет пространство между соприкасающимися зернами	Прочность может быть различной и в основном зависит от состава цементирующего вещества
	Пленочный	Цемент одеваает зерна пленкой, остальная часть пор остается пустой	Непрочно цементирует
	Разъедания или коррозионный (см. рис. 23, г)	Цемент выполняет промежутки между зернами и проникает внутрь зерен, заполняя зазубрины на поверхности	Очень прочно цементирует
	Беспорядочный, разнородный, полимиктовый	Цемент состоит из алевролитовых и пелитовых частичек разного состава, иногда в свою очередь цементированных другим материалом или перекристаллизованных	Прочность разная, но резко возрастает в случае перекристаллизации частичек цемента
	Аморфный	Мономинеральный, однородный, иногда со следами кристаллизации. По составу опаловый, фосфатный и т. д.	Цементация может быть очень прочной
	Беспорядочно зернистый	Представлен беспорядочно расположенными кристалликами одного минерала (кальцитовый и др.)	Прочность цементации зависит от состава цемента
Обрастания или корковый (крупнообластчатый)	Зернышки цемента мономинеральные, обрастают зерна породы или стенки пор. Оптическая ориентировка зерен породы и цемента разная. Состав цемента чаще кальцитовый, халцедоновый, фосфатный	Цементация прочная	

* За основу взята классификация М. С. Швецова.

Признак выделения	Тип цемента	Петрографические особенности	Влияние на свойство породы
Взаимотношение зерен и цемента	Нарастания или регенерации (см. рис. 23, д)	Зерна породы увеличиваются за счет цемента (того же состава), нарастающего на них с той же оптической ориентировкой	Обычно цементация очень прочная
	Нарастания или пойкилитовый (см. рис. 23, е)	Цемент на значительных участках кристаллизуется с одной оптической ориентировкой как один кристалл, в который включены зерна породы. По составу обычно кальцитовый или гипсовый	Цементация прочная
	Смешанный	Участвуют различные основные типы цемента	Прочность разная, зависит от характера преобладающих типов
	Вдавливания	Цемент полностью или местами отсутствует, но зерна устойчивых минералов (преимущественно кварца) вдавлены друг в друга	Цементация прочная

звания структур таких не полностью перекристаллизованных пород к названию сохранившихся участков структур добавляется приставка «бласто» (например, бластогранитовая, бластоофитовая и т. д.). Реликтовые структуры определяют большую неоднородность физико-механических свойств пород.

Для осадочных сцементированных пород выделяется комплекс структур, различающихся по крупности зерен, которые обуславливают отнесение породы к петрографическому типу и, кроме того, оказывают большое влияние на их прочность.

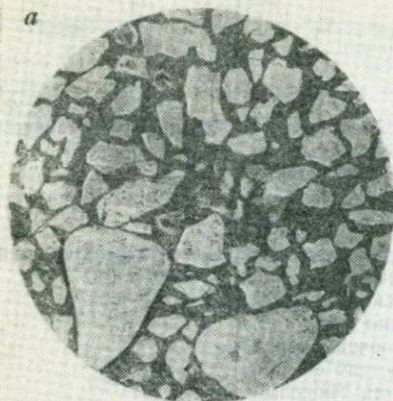
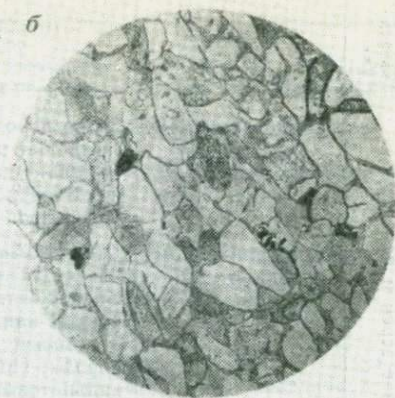
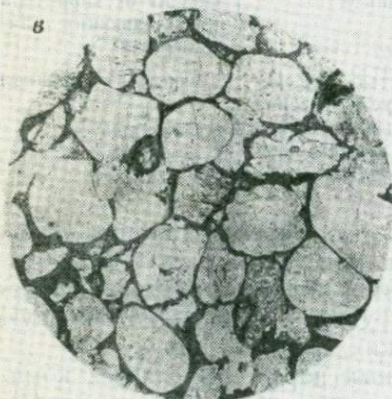
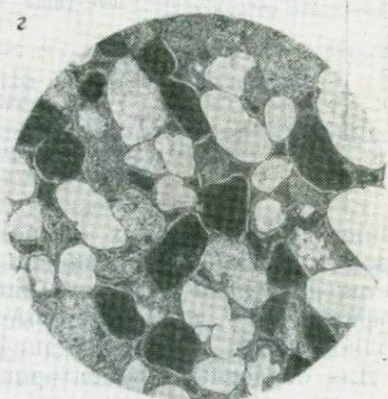
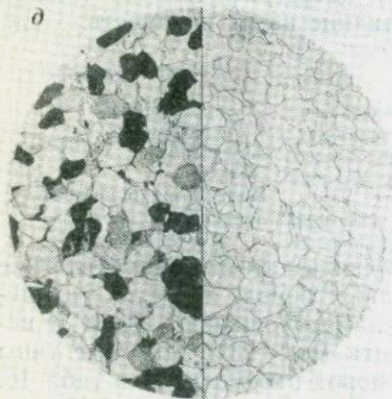
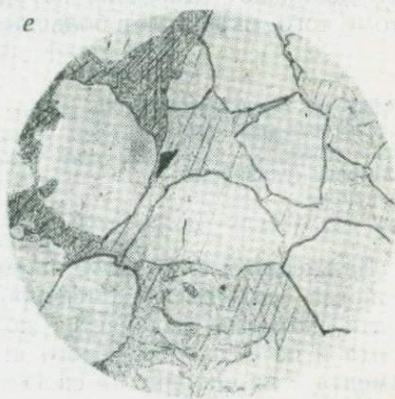
Структуры

Размер зерен, мм

Псефитовая (грубообломочная)	> 2
Псаммитовая (песчаная)	2—0,05
Алевритовая	0,05—0,001
Пелитовая (глинистая)	< 0,001
Смешанная	Колеблется в широких пределах

Важнейшим фактором, определяющим физико-механические свойства осадочных сцементированных пород, является тип цемента, который выделяется по взаимотношению зерен и цемента и по строению самого цемента (рис. 23). Основные типы цемента и их влияние на свойства пород рассмотрены в табл. 16.

На инженерно-геологические свойства химических и биохимических пород размер и форма зерен оказывают почти такое

a*б**в**г**д**е*

Структуры химических пород по величине зерен
(по М. С. Швецову)

Структуры	Размер зерен, мм	Морфологические особенности
Грубозернистая	> 10	Зерна представляют собой выделяющиеся макроскопически кристаллы
Крупнозернистая	1—0,5	Зерна хорошо различимы макроскопически
Среднезернистые	0,5—0,1	Зерна плохо различимы макроскопически, но в шлифе имеют вид заметных кристаллов
Мелкозернистая	0,1—0,01	Зерна макроскопически незаметны — порода почти однородная, в шлифе зерна различимы
Микрозернистая (афанитовая)	0,01—0,0001	Макроскопически порода однородна, с землистым или раковистым изломом. В шлифе отдельные зерна частью неразличимы даже при сильных увеличениях, так как, перекрываясь, сливаются друг с другом
Коллоидная	$< 0,0001$	Макроскопически и в шлифе порода совершенно однородна
Смешанная разнозернистая	Различный	В зависимости от величины зерен внешний вид изменчив. неоднородность состава обычно заметна
Порфировая (с идиобластами или ксенобластами)	Преимущественно разнозернистые с отдельными более крупными кристаллами	Макроскопически часто заметно включение более крупных минералов

Рис. 23. Основные типы цемента в песчаниках (по Ю. И. Половинкиной):

a — кварцевый известковый песчаник с неравномерной псаммитовой структурой с базальным цементом (без анализатора, *d* поля зрения 2,3 мм); *b* — песчаник известковый, аркозный с псаммитовой структурой, с серпичито-карбонатным цементом соприкосновения, с параллельной текстурой (без анализатора, *d* поля зрения 2,5 мм); *в* — кварцевый песчаник с глинисто-халцедоновым цементом. Халцедон образует зерна кварца, незаполненные промежутки между зернами выполняет перекристаллизованное глинистое вещество (никили+, *d* поля зрения 2,5 мм); *г* — кварцевый железистый песчаник с псаммитовой структурой, железистый цемент разведения или коррозионный (без анализатора, *d* поля зрения 4,1 мм); *д* — песчаник кристаллический переходный к кварцитам с гранобластовой регенерационной структурой (без анализатора, *d* поля зрения 7,1 мм); *e* — песчаник кварцевый с карбонатным цементом прорастания или пойкилитовым; крупные зерна кальцитового цемента включают в себя обломочные зерна кварца (без анализатора, *d* поля зрения 2,5 мм)

же влияние, как и на породы, рассмотренные выше. Поэтому для них также выделяется ряд структур по величине (табл. 17) и форме (см. ниже) зерен.

<i>Структуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Идиоморфная	Зерна правильной кристаллографической формы
Аллотриоморфная	Преобладают зерна неправильной формы
Колломорфная	При значительном увеличении видны минеральные частицы неправильной изометричной или сферической формы

Для органогенных пород структуры выделяются по скелетным остаткам организмов и степени их сохранности:

<i>Структуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Биоморфные:	Скелетные остатки организмов хорошей сохранности:
биогермные	скелетные остатки прикрепляющихся организмов (кораллов, мшанок, водорослей)
цельнораковинные	раковины брахиопод, пелеципод, гастропод, цефалопод, фораминифер, остракод и др.
Детритовые (органогенно-обломочные):	Неокатанные обломки скелетных остатков организмов (брахиопод, пелеципод, мшанок, криноидей и др.)
грубодетритовые	Обломки (в мм):
крупндетритовые	Крупнее 1
среднедетритовые	1—0,5
мелкодетритовые	0,5—0,25
тонкодетритовые или шламовые	0,25—0,1
	Мельче 0,1

Текстуры горных пород представляют интерес при инженерно-геологической оценке с той точки зрения, насколько они обуславливают изменчивость физико-механических свойств пород в пространстве. С этих позиций их можно подразделить на три основные группы: 1) массивные (однородные), не нарушающие однородности физико-механических свойств пород; 2) директивные, слоистые или сланцеватые, определяющие обычно четко выраженную анизотропию свойств; 3) пятнистые (шпировые) обуславливающие относительную неоднородность породы по физико-механическим свойствам.

Аналогичный набор текстур выделяется для магматических пород (табл. 18). Массивная текстура образуется в тех случаях, когда условия кристаллизации магмы одинаковы на всех участках. Директивные текстуры обусловлены субпараллельным положением кристаллов, вытянутых по направлению движения магмы (лавы), или наличием чередующихся полос различной окраски и разного строения, также вытянутых вдоль движения магмы или лавы. Пятнистые или шпировые текстуры возникли в результате интенсивного преобразования попавших

в магму многочисленных обломков (ксенолитов) вмещающих пород.

Для метаморфических пород характерны две группы текстур (по Н. А. Елисееву):

<i>Текстуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Массивная	Неориентированное расположение отдельных структурных элементов
Сланцеватые (плоскопараллельные):	Пластинчатые или чешуйчатые минералы, расположенные параллельно
волнистая (плойчатая, зигзаговая) (см. рис. 22, в)	Поверхность сланцеватости волнистая
линейная	Удлиненные минералы роговой обманки, силлиманита, дистена, скоплений чешуек слюды, расположенные параллельно
стебельчатая или карандашная	Агрегаты зерен кварца и полевых шпатов имеют форму удлиненных стеблей или карандашей, вытянутых в одном направлении
очковая или линзовидная	На фоне основной массы выделяются крупные линзовидные кристаллы, порфиробласты (очки), состоящие из полевых шпатов

Массивные текстуры встречаются в породах, возникших под действием метаморфизма с относительно малым участием одностороннего давления (контактный метаморфизм, метасоматизм, глубинные зоны метаморфизма).

Сланцеватые текстуры возникают в результате закономерной пространственной ориентировки минералов под влиянием одностороннего давления, вызывающего действие сложных взаимосвязанных процессов деформации и перекристаллизации минералов и горных пород.

Для осадочных сцементированных пород характерен комплекс макро- и микротекстур. М. С. Швецовым выделены такие макротекстуры, как слоистость; макротекстуры слоев и их поверхности, помогающие определить верх слоя (различные иероглифы); макротекстуры, обусловленные сдавливанием (стилолиты, фунтиковые макротекстуры, узловатые, складчатые); макротекстуры, создаваемые присутствующими в породе посторонними включениями (конкреционные, пятнистые, брекчиевидные, псевдоконгломератные). Макротекстуры описывают преимущественно при изучении строения осадочных пород в полевых условиях. Микротекстуры осадочных сцементированных пород рассмотрены в табл. 19. Текстуры карбонатных пород столь же многообразны, как и у осадочных пород, при этом могут использоваться те же термины и понятия.

Большое влияние на инженерно-геологические свойства пород оказывает их пористость. Особенно это важно для эффузивных пород, где пористость может варьировать от долей процента до 60 %. Выделяются различные типы текстур магматических пород по способу заполнения пространства:

Текстуры

Отличительные признаки

Плотная	Тесное смыкание кристаллов
Пористые:	Существуют пустоты неправильной или сферической формы, не заполненные минералами
собственно пористая	Поры не крупнее 2 мм в диаметре и их немного
пузыристая (см. рис. 22, б)	Поры крупнее 2 мм в диаметре и их много
пемзовая	Объем пустот превышает объем твердой фазы породы
Миндалекаменная	Пустоты и поры выполнены вторичными минералами

Для карбонатных пород и песчаников можно предложить классификацию по диаметру (в мм) преобладающих пор: тонкопористые 0,01—0,02; очень мелко пористые 0,01—0,1; мелко-

Таблица 18

Основные типы текстур магматических пород

Текстуры	Отличительные признаки	Влияние текстуры на прочностные свойства пород
Массивные (однородные)	Минеральный состав всюду одинаков и не наблюдается ориентировки породообразующих минералов	Обеспечивает изотропность физико-механических свойств
Директивные:	Наблюдается определенная ориентировка минеральных зерен	Обеспечивают четко выраженную анизотропность физико-механических свойств пород, могут снижать их устойчивость к выветриванию
линейная	Призматические минералы (пироксены, амфиболы) обнаруживают линейную ориентировку	
трахитоидная	Субпараллельное поточное расположение полевых шпатов	То же
полосчатая	Чередование относительно субпараллельно расположенных полос или слоев различного состава и структуры	»
флюидальная	Кристаллиты и микролиты расположены субпараллельно, огибают вкрапленники	»
Пятнистая	Чередуются участки различного минерального состава или разной структуры или одновременно состав и структура	Обуславливают неоднородность породы по физико-механическим свойствам
Шаровая	Концентрация и радиальная группировка минералов вокруг некоторых центров	То же

Основные типы микротекстур сцементированных осадочных пород

Текстуры	Отличительные признаки	Влияние на инженерно-геологические свойства пород
Беспорядочная	Не наблюдается никакого порядка и ориентировки в расположении частиц	При прочих равных условиях обуславливает наибольшую прочность и устойчивость породы по отношению к физическому выветриванию, изотропность ее физико-механических свойств и снижение фильтрационной способности
Микрослоистая (горизонтально-косо- и пloyичато-микрослоистая)	Частицы располагаются ориентированно или собраны в одинаково ориентированные тонкие прослои	Обуславливает четко выраженную анизотропию физико-механических свойств пород. Прочность в направлении, параллельном слоистости, обычно значительно меньше, чем в перпендикулярном к слоистости, а фильтрационная способность — наоборот. При выветривании породы легко распадаются на плитчатую и листоватую щебенку
Флюидальная	Чередуются участки с беспорядочной и макрослоистой текстурой и участки с узловатым или комковатым строением	Порода неоднородна по физико-механическим свойствам и устойчивости к выветриванию

пористые 0,1—0,25; среднепористые 0,25—0,5; крупнопористые 0,5—1,0; грубопористые 1,0—2,0; кавернозные более 2,0.

5.2. ВИЗУАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ

При визуальном описании структуры определяются размер зерен или кристаллов, степень разнозернистости. Если зерна крупнее 0,5 мм, то можно определить их форму или взаимоотношение между собой. Макроскопически крупность зерен определяется на глаз или линейкой и миллиметровой бумагой. Для мелкозернистых пород используют лупу. Измеряют самые крупные и самые мелкие обломки или кристаллы, и предварительное название структуры дается по преобладающим размерам зерен (см. табл. 12).

Степень равно- или равнозернистости обычно также устанавливается на глаз. Для осадочных пород определяется степень их сортировки. При этом можно различать хорошо-, средне-, плохосортированные и несортированные породы. В. Т. Фро-

<i>Степень сортировки</i>	<i>Содержание преобладающей фракции, %</i>
Хорошая	Свыше 70
Средняя	От 70 до 55
Плохая	От 55 до 45
Порода не отсортирована	Меньше 45, т. е. преобладающая фракция практически не выделяется

лов [45] рекомендует использовать для этих целей количественные показатели, которые макроскопически с известной долей условности можно определить для крупнозернистых пород, используя соответствующие диаграммы (см. гл. I), предложенные М. С. Швецовым. Представление о степени сортировки осадочных пород дает размах между самыми крупными и самыми мелкими зернами. Определение структуры по относительному размеру кристаллов при визуальном описании имеет большое значение для эффузивных пород, для которых порфирированность может явиться единственным макроскопическим признаком, позволяющим определить генетическую принадлежность породы.

На уровне макроскопического описания текстуры при наличии слоистости отмечаются степень ее выраженности, размер прослоев, характер и четкость их границ, чем она обусловлена (параллельная ориентировка удлиненных зерен, линейное расположение участков, обогащенных определенными минеральными компонентами или органическими остатками, различными по крупности зернами и др.). При наличии косо́й слоистости отмечается угол наклона прослоев, их форма (прямая, вогнутая или выпуклая). Для волнистой слоистости указываются длина, высота и форма волн. Отмечается наличие пор, описываются их размер и характер расположения в породе. Особенно широкий диапазон изменения пористости наблюдается в эффузивных породах, при этом важно отмечать открытые или залеченные вторичными продуктами поры, наличие или отсутствие их ориентировки, которая может обуславливать анизотропию физико-механических свойств и степень равномерности распределения их в породе. Для карбонатных пород важно отмечать присутствие следов растворения по порам, что может служить признаком их кавернозности.

Большое значение при макроскопическом описании пород следует уделять трещиноватости, особенно при описании образцов, приготовленных для определения прочностных показателей. При этом следует отмечать: 1) генетическую принадлежность трещин, т. е. являются ли они трещинами выветривания (по бессистемности расположения и извилистости очертаний), тектоническими (наличие систем трещин, прямолинейность, характер заполнителя) и т. д.; 2) открытость или залеченность трещин; 3) ориентировку систем трещин относительно выбранных координат с их зарисовкой для последующей увязки с направлением приложения нагрузки при определении прочности, а также давать полуколичественную оценку.

При макроскопическом изучении трещиноватости можно использовать методы предварительного насыщения или пропитки, которые обычно используются для микроскопического описания.

Изучение строения пород с предварительным насыщением (смолами) или пропиткой (маслом). Поровое пространство чрезвычайно сильно влияет на физико-механические свойства пород, поэтому его изучение имеет большое значение. Важно знать не только абсолютную величину общей пористости, но и распределение ее по объему породы, преобладающий размер, максимальные величины, форму и конфигурацию пор. В понятие порового пространства, кроме микро- и макропор, входит и величина открытого объема микро-, мезо- и макротрещин, их параметры и распределение. Изучать характер пористости с помощью аншлифов можно только для прочных пород, так как слабые породы не поддаются полировке и выкрашиваются. В таких случаях необходимо использовать метод насыщения горных пород окрашенными смолами, применяющийся в нефтяной геологии для осадочных пород (песчаников, алевролитов, известняков, туфов, песков), обладающих большой проницаемостью и пористостью. Этот метод применим и для пористых базальтов. В качестве смолы используют бакелит, метилметакрилат с винилацетатом, отвердителем — перекисью бензола и красителем — суданом III и резорционно-формальдегидовой смолой ФР-12. В качестве отвердителя применяют формалин, а красителя — родамин. Для пропитки из образцов породы лучше всего приготовить пластинку толщиной 3—10 мм. Желательно, чтобы поверхность образца была ровной, но не шлифованной во избежание попадания шлифовального порошка в поры. Перед пропиткой образцы сушат при температуре 105 °С до постоянной массы. Глинистые породы сушить не рекомендуется. Насыщение породы в зависимости от ее проницаемости и размера пор производят или простой заливкой в тигле, или используют вакуумную установку. Способ поверхностной (капиллярной) пропитки применяется для пород с пористостью более 20 % и проницаемостью свыше 1000 мд. Для менее проницаемых пород необходимо применять вакуумирование. После этой операции образцы сушат в течение нескольких суток, а затем из них приготавливают шлифы, в которых под микроскопом ясно различаются твердая составляющая часть породы и окрашенное поровое пространство. Подсчеты пористости производят с помощью установок МИУ-1, «Контраст-1» или других более совершенных приборов типа анализатора текстур «Лейтз» (ФРГ) или отечественных машин «Протва-2».

Ультра-, микро- и мезотрещиноватость можно исследовать под люминесцентным микроскопом в аншлифах, пропитанных жидкими маслами. Для этого аншлифы погружают в масло (веретенное, трансформаторное) на 15—30 мин, затем тщательно выбирают, высушивают и изучают под обычным люми-

несцентным микроскопом, используя фильтры ФС-1-6. Масло, обладая большой силой сцепления с породой, проникает в тончайшие трещины, которые благодаря свечению масла под влиянием ультрафиолетовых лучей затем можно наблюдать под люминесцентным микроскопом. Этот метод позволяет изучать микротрещины, не видимые даже в обычный отражательный микроскоп. Микротрещиноватость породы при этом оценивается числом трещин на 1 см² площади или на 1 см длины.

5.3. ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Оптические методы. Наиболее исчерпывающую информацию о строении скальных пород можно получить, изучая породы в шлифах. При этом следует отметить универсальность методики исследования структуры и текстуры всех скальных пород. Например, во всех случаях прежде всего обращается внимание на размер зерен или кристаллов, который оказывает большое влияние на прочностные свойства пород. С помощью окуляра-микрометра измеряют размер зерен. При этом пользуются шкалой-линейкой в окуляре, цена деления которой определяется увеличением.

<i>Объектив</i>	<i>Цена деления шкалы-линейки в окуляре, мм</i>
3×	0,05
8×	0,02
20×	0,008
40×	0,004
60×	0,003

Полученные результаты позволяют определять тип структуры породы по величине зерен (см. табл. 12), при этом для обломочных пород размер зерен является главным классификационным признаком. Для осадочных сцементированных пород в шлифах степень сортированности и окатанности зерен оценивается так же, как и для песков, отмечается соотношение формы и размера зерен. Для кристаллических пород устанавливаются степень равно- или разнотерности структуры (см. табл. 12) и степень идиоморфизма кристаллов. При более детальном изучении размеров зерен или кристаллов любых пород проводится оптико-гранулометрический анализ путем замера поперечников у 300—500 зерен подряд с помощью окуляра с линейкой. Хотя применение терминов «гранулометрический состав» и «гранулометрический анализ» для скальных, особенно кристаллических пород представляется неудачным (лучше было бы говорить о изучении размерности кристаллов и о выделении по размерности классов, а не фракций), они получили достаточно широкое распространение в геологической литературе. На шлифе, вырезанном перпендикулярно к слоистости или сланце-

ватости, проводят линии, вдоль которых ведут измерения. При определении размеров минералов в шлифе можно пользоваться особыми салазками, которые укреплены на столике микроскопа и могут перемещаться вместе со шлифом в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Измеренные зерна распределяют по фракциям и строят гистограммы. При этом следует иметь в виду, что, поскольку в шлифе срезы не всегда проходят через центр зерна, содержание мелких фракций завышается по сравнению с действительным, а крупных — занижается. С целью корректировки В. Т. Фроловым [45] предложены поправочные коэффициенты. А. М. Журавский установил, что средний размер песчаных зерен в шлифах приблизительно на 25 % меньше действительного, поэтому измеренный размер нужно умножить на 1,25. Для количественного определения содержания кристаллов различного размера применяются автоматические и полуавтоматические приборы (МИУ-1 и др.).

Изучение в шлифах строения пород различных генетических типов имеет специфические черты. Изучение строения всех магматических пород тесно связано с исследованием минерального состава, который обуславливает особенности ряда структур интрузивных и эффузивных пород (см. табл. 13, 14). Кроме того, большое внимание уделяется дефектам структуры породообразующих минералов интрузивных пород. В шлифах можно наблюдать в основном объемные дефекты: 1) включения мелких минеральных зерен, захваченных в процессе роста относительно крупным кристаллом; 2) выделения твердой фазы в объеме кристалла, образовавшиеся в результате метасоматических и других процессов, ведущих к образованию структур распада и замещения; 3) следы деформации, связанные с действием различного рода напряжений и других причин (двойники, изгибы кристаллов и т. д.); 4) трещины. Дефекты первой группы могут не оказывать существенного влияния на свойства, второй группы — могут приводить как к увеличению, так и к снижению прочности породы, дефекты третьей и четвертой группы при достаточном масштабе развития, как правило, приводят к снижению прочности. При изучении строения интрузивных пород в шлифах особое внимание нужно обращать на форму кристаллов породообразующих минералов, поскольку она часто обуславливает прочность контакта, которая будет отличаться в зависимости от формы кристаллов, особенно в тех случаях, когда форма границы приближается к зубчатой.

Описание структуры эффузивных пород должно содержать количество порфирированных вкрапленников в процентах от общего объема породы; особенности строения основной массы эффузивов, т. е. характер ее раскристаллизации; количество вулканического стекла и микролитов; в заключение дается название структуры. Следует также обращать внимание на степень трещиноватости и изменчивости вкрапленников, что является одной из основных причин, обуславливающих уменьшение проч-

ности эффузивных пород с увеличением содержания порфировых выделений.

При описании строения метаморфических пород по шлифам для каждого породообразующего минерала отмечаются все особенности его мезоструктуры, которые определяют тип структуры породы (форма кристаллов, наблюдаемые типы взаимных прорастаний, структурные особенности, свидетельствующие о процессах замещения). Для прогноза физико-механических свойств метаморфических пород большое значение имеет выявление следов деформаций, которые претерпела порода под действием больших тектонических напряжений. В шлифах они наблюдаются в виде участков дробления минеральных зерен. Масштаб развития этих деформаций следует отражать в названии структуры (см. выше).

При изучении строения сцементированных осадочных пород в шлифе необходимо тщательно исследовать характер и тип цемента и установить его количество в породе. По структуре цемент подразделяется [45] на аморфный; коллоидальный (или коллоидально-зернистый — зерна не видны при самых больших увеличениях, но цемент в целом реагирует на поляризованный свет); микро- (зерна размером менее 0,01 мм), мелко- (0,01—0,1 мм), средне- (0,1—0,5 мм) и крупнозернистый (зерна размером более 0,5 мм); следует оценить степень однородности цемента (равно- или разнозернистый) и характер распределения его в породе (равномерно распределенный или сгустковый). В шлифе выявляются и измеряются поры, выполненные балластом, которые устанавливаются по форме, отсутствию цвета, рельефу и изотропности в скрещенных николях.

При описании шлифов осадочных метаморфизованных пород важно отмечать признаки образования вторичных эпигенетических структур, возникающих обычно на больших глубинах за счет процессов уплотнения и перекристаллизации под действием давления, температуры, растворов.

<i>Структуры</i>	<i>Отличительные признаки</i>
Конформная	Форма каждого зерна приспособляется к форме соседних зерен
Инкорпорационная	Одни обломки частично внедряются в другие (границы плавно выпуклы или вогнуты)
Микростиллотитовая	Взаимное проникновение обломочных зерен друг в друга по сложной зубчатой структурной границе
Регенерационная	Обломочные зерна разрастаются за счет аутигенных каемок того же минерала. Первоначальные границы обломочных зерен восстанавливаются под микроскопом по зоне пылеватых включений, которые сконцентрировались на поверхности зерен
Коррозионная	Цементирующий материал внедряется в обломочные зерна, заполняя впадины, возникающие в результате растворения или замещения зерен

Образование таких структур, как правило, приводит к упрочнению сцементированных осадочных пород. Появление их

следует увязывать с условиями залегания пород и зонами литогенеза.

При изучении в шлифах структуры карбонатных пород указывается содержание обломочного компонента (оолиты, обломки раковин), песчано-алевролитового материала и основной массы, которая обычно состоит из однородного кальцита; отмечается их количественное соотношение. Описание целесообразно начинать с преобладающего компонента. При этом для органического детрита отмечаются его содержание, типы, сохранность и размер организмов. В описании основной массы отмечается характер ее структуры по размеру зерен, однородность зернистости, форма зерен. Песчано-алевритовый материал характеризуется отдельно, при этом указываются его процентное содержание, размеры частиц, состав. При изучении структуры органических пород определяются скелетные остатки организмов. Для их диагностики можно использовать руководство В. Т. Фролова [45]. При определении текстуры пород в шлифах внимание обращается на те же вопросы, что и при макроскопическом описании. Однако шлифы позволяют детализировать некоторые данные. В частности, с их помощью уточняют причины директивности, сланцеватости или слоистости текстур. Кроме того, выявляются новые характерные признаки текстур, которые могут быть вскрыты только на мезоуровне. Например, текстура магматических пород макроскопически чаще всего определяется как массивная. В шлифе можно выявить ориентировку зерен, особенно у эффузивных пород, где микролиты, неразличимые макроскопически, часто оказываются расположенными субпараллельно, что обуславливает некоторую анизотропию физико-механических свойств пород.

Сланцеватые текстуры метаморфических пород достаточно четко определяются макроскопически, поэтому в шлифе обычно уточняют характер и причины сланцеватости, замеряют мощность слоев, анизометричность кристаллов.

В цементированных осадочных породах слоистые текстуры (см. выше) обычно различимы макроскопически, когда они выражены цветом и послойной сортировкой материала. В шлифе, наоборот, текстура чаще, чем в образце, оказывается беспорядочной. Но при внимательном наблюдении можно заметить признаки слоистой текстуры и чем она обусловлена (параллельная ориентировка удлиненных зерен, органических остатков, линзочек с иной зернистостью и т. д.).

Строение скальных пород можно наблюдать также в аншлифах — на полированной поверхности образца в отраженном свете с помощью opak-иллюминатора ОИ-12, который применяется в рудной минералогии. Аншлифы предпочтительнее при изучении трещиноватости и пористости, поскольку в шлифах четко выделяются мезо- и макротрещины, выполненные вторичными минералами, но чрезвычайно трудно отличить уже имеющиеся в породе открытые трещины от трещин, возникших

при изготовлении шлифов. Существует методика изучения трещин на крупных шлифах площадью 15—30 см², предложенная в 1969 г. Е. М. Смаховым [41], но она чрезвычайно трудоемка, и изготовить такой шлиф может лишь опытный шлифовальщик. Изучение пор в шлифах тоже затруднительно. Большой размер аншлифов позволяет применять их при различных исследованиях. С их помощью можно изучить характер зарождения трещин в начальной стадии разрушения породы при одноосном сжатии, оценить степень заполнения трещин вторичными минералами и плотность их срастания с основной тканью породы. При плотном срастании заполнителя со стенками трещин последние часто не оказывают влияния на свойства породы. Исследование мезотрещиноватости в аншлифах позволяет выявить характер и распределение трещин в породе, понять, на каких стадиях образования и существования породы они возникли.

При исследовании пористости недостаточно пользоваться величиной общей пористости или пустотности, очень важно знать размеры и расположение пор (на границах зерен или в самих зернах), как они распределены в объеме породы (равномерно или создают определенные скопления), какую имеют форму.

Эффективность изучения некоторых особенностей строения скальных пород в аншлифах увеличивается, если предварительно протравить поверхность аншлифа парами концентрированной (более 70 %) плавиковой кислоты. При этом четко проявляются дефекты структуры (границы кристаллов, двойники в плагноклазах, ранее невидимые трещины). В данном случае трещины, по-видимому, являются отражением скрытых дефектов структур: границ блоков, спайности, ультратрещин. Время травления может быть разным, но наиболее эффектно дефекты проявляются, если травление продолжается не более 10 с.

Электронно-микроскопический метод является одним из прямых методов изучения структурно-текстурных особенностей горных пород. Он обладает высокой разрешающей способностью и позволяет при больших увеличениях исследовать детали строения горных пород: размер и форму слагающих минеральных частиц, тип контактов между ними, пористость, характер микротрещиноватости. Метод также дает наглядное представление об ориентации микроструктурных элементов.

Структурно-текстурные особенности скальных пород можно исследовать с помощью просвечивающего (ПЭМ) и растрового (РЭМ) электронных микроскопов (ЭМВ-100Л, ЭМ-11, ЭМ-14, РЭМ-200, РЭМ-100, а также приборы, выпускаемые зарубежными фирмами).

Преимуществом метода ПЭМ, когда изучаются реплики с поверхности образца или ультратонкие срезы, является высокая разрешающая способность (0,14—0,3 нм), позволяющая выявлять тончайшие детали микростроения [40]. К недостаткам этого метода можно отнести малую глубину резкости изображений, а также трудность получения качественных реплик и ультра-

тонких срезов. Как правило, при их изготовлении возникают дефекты, искажающие истинное микростроение образца.

Большим достижением в области препарирования скальных пород для исследования их микростроения в ПЭМ является метод получения ультратонких срезов по способу ионного утонения. С этой целью шлиф породы (толщиной 20—40 мкм) доводится до состояния ультратонкого сечения (менее 7 нм) за счет многократного последовательного снятия мономолекулярных поверхностных слоев бомбардировкой обеих сторон шлифа ускоренными ионами аргона. Метод дает очень хорошие ре-

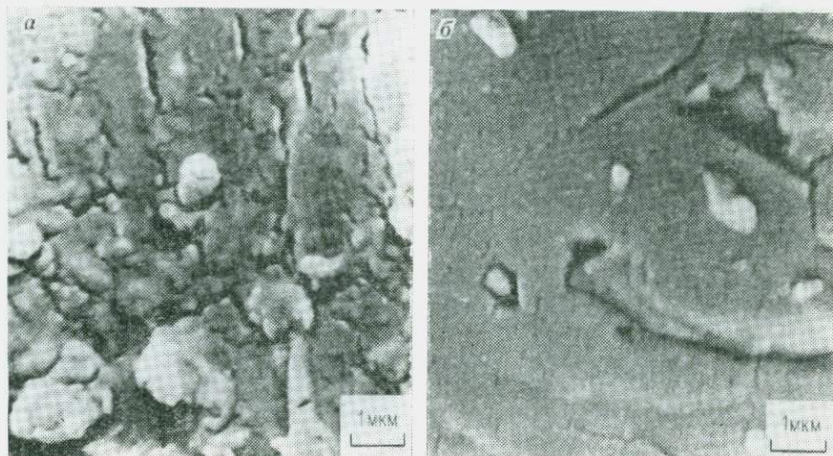


Рис. 24. Ультратрещины поверхности кристаллов на контакте калиевого полевого шпата с кварцем (а) и (б) — кварца с калиевым полевым шпатом (гранит рапакиви, Карелия).

Ув. 10 000

зультаты, так как сводит к минимуму вероятность нарушения микростроения образцов. Недостатком является длительность процесса утонения, так как его скорость не превышает 1 мкм/ч.

Изучение структурно-текстурных особенностей скальных пород в РЭМ проводится как на естественных сколах образцов, так и на протравленных аншлифах. Исследование естественных сколов позволяет оценить размер и форму микрокристаллов-слагающих породу, наличие микровключений, характер порового пространства, ориентацию микроструктурных элементов. Контакты минералов можно изучать на продольном и поперечном сколах. Продольный скол получается при раскалывании кусочка породы клином по плоскости контакта двух минералов. После просмотра под биноклем для исследования выбирают такие участки, где скол произошел точно по контакту кристаллов. Остальную часть образца покрывают прозрачной липкой лентой, чтобы найти выбранные участки при просмотре

в растровом электронном микроскопе по обычной методике. Просмотр поверхности контакта под растровым электронным микроскопом позволяет обнаружить дефекты в виде крупных пор ультратрещин и продуктов выветривания. На поверхности калиевого полевого шпата на контакте с кварцем наблюдается большое число ультратрещин длиной около 1 мкм (с колебаниями от 0,3 до 2—3 мкм); ориентированных и беспорядочных (рис. 24, а). Ширина раскрытия трещин в среднем составляет 0,1 мкм. Коэффициент трещиноватости при данном увеличении около 10 %. На поверхности кристалла кварца характер ультратрещин другой (см. рис. 24, б): наблюдаются равномерно

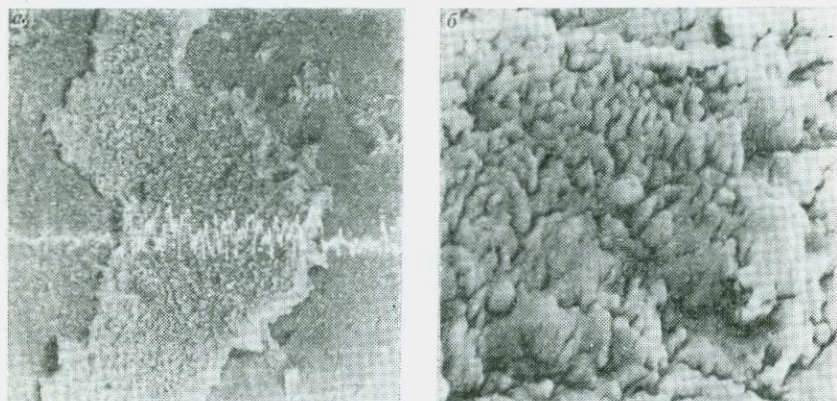


Рис. 25. Участки на поверхности кристалла нефелина на контакте с полевым шпатом, затронутые выветриванием:

а — перепад в рельефе поверхности (Фойянт, Карелия). Ув. 3000; б — сосочковидный характер продуктов выветривания. Ув. 10 000

распределенные и хорошо ориентированные короткие (0,2—0,4 мкм) и тонкие (0,02 мкм) ультратрещины с коэффициентом трещиноватости не более 5 %. На рис. 25, а видны продукты выветривания на поверхности нефелина, контактирующего с калиевым полевым шпатом, имеющие натечную форму (см. рис. 25, б). Это создает перепад рельефа на поверхности контакта до 3 мкм. В результате кристаллы по контакту как бы слегка раздвинуты, поэтому при раскалывании кусочка порода чаще всего разрушается по контакту кристалла.

Поперечный срез контакта предпочтительнее изучать на полированной поверхности, так как скол породы дает очень мало информации. Снимок скола изображает бугристую поверхность с сильно расчлененным микрорельефом, что приводит к расфокусировке отдельных участков поверхности и затушовыванию многих важных морфологических особенностей (пор, трещин, характера распределения цемента и т. д.). На полированной непротравленной поверхности под растровым электронным

микроскопом наблюдаются ультрапоры и ультратрещины, их распределение и приуроченность к отдельным участкам породы. На рис. 26 хорошо видно пертитовое строение внутренней части кристалла калиевого полевого шпата в граните. Для калиевых полевых шпатов характерно обилие ультрапор округлой и слабо вытянутой формы размером 0,1—0,6 мкм. Вростки альбита почти не содержат ультрапор, их поверхность местами неровная из-за выступающих двойников. Характер контакта удобнее наблюдать на протравленной полированной поверхности. Поэтому перед напылением золота одну половину образца покрыв-

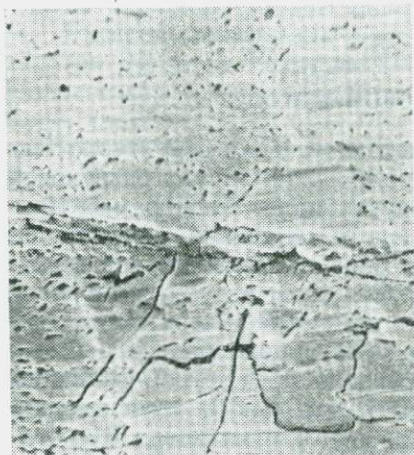


Рис. 26. Ультрапоры на поверхности калиевого полевого шпата, однородная поверхность пертитовых вростков альбита (гранит рапакиви, Карелия). Ув. 3 000



Рис. 27. Границы между стеклом и кристаллами плагиоклазов в базальтах с гиалопилитовой структурой. Ув. 3 000

вают лейкопластырем, а другую протравливают. При этом наиболее сильно протравливают контакты кристаллов, что позволяет судить о характере их срастания. Например, в основных эффузивах, образовавшихся при медленном постепенном остывании, границы кристаллов относительно ровные, гладкие прямолинейные. Если застывание происходит быстро, расплав не успевает полностью раскристаллизоваться, поэтому у кристаллов образуются рваные, заливообразные края, иногда с постепенными переходами в стекло (рис. 27).

При исследовании протравленной полированной поверхности можно получить высококачественные изображения, позволяющие выявить цемент в сцементированных осадочных породах, оценить направление спайности в минералах, установить такие дефекты структуры минералов, как двойники, дислокации и т. д.

Аншлифы обычно протравливают в парах концентрирован-

ных кислот. При этом состав кислоты и интенсивность (время) травления зависят от химического состава пород. Так, кремне-содержащие породы обрабатывают парами концентрированной плавиковой кислоты. Время травления, определяющее степень «рельефности» изучаемых морфологических особенностей, как правило, подбирается экспериментально (от 1 до 180 с).

Карбонатные породы, в отличие от кремне-содержащих, подвергают травлению в парах концентрированной соляной кислоты.

Метод изучения структурно-текстурных особенностей скальных пород с помощью РЭМ по протравленным аншлифам является наиболее информативным и не требует больших затрат на препарирование образцов.

5.4. УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД

Одним из распространенных методов оценки структурно-текстурных особенностей горных пород является ультразвуковой метод определения скоростей упругих волн. Можно выделить несколько факторов, обуславливающих изменение скорости упругих волн v_p в горных породах: минеральный состав; характер контактов между зернами, зависящий от структуры породы; тип цемента, пористость, микро- и макротрещиноватость. Проведенные исследования показали, что породообразующие минералы имеют значительные колебания абсолютной величины скорости продольных волн (в км/с): кварц 6,0; калиевые полевые шпаты 5,8—5,9; плагиоклазы 6,0—6,5; мусковит 5,8; биотит 5,1; магнетит 7,4; оливин 8,4; пироксен (авгит) 7,2; роговая обманка 7,2. Следует отметить, что в целом лейкократовые минералы имеют значительно меньшие значения скорости упругих волн (5,8—6,5 км/с), чем меланократовые минералы (7,2—8,4 км/с). Кроме того, даже для одного минерала могут быть значительные расхождения в величине скорости продольных волн, связанные с его неоднородным строением. В рассланцованных слоистых породах необходимо учитывать анизотропию распределения v_p , так как разница в скоростях по различным направлениям в некоторых минералах достигает 2,0 км/с.

Влияние структуры породы (размер зерен или кристаллов, их распределение в породе) на скорость упругих волн менее изучено и, по-видимому, сказывается в меньшей степени. Так, исследования эффузивов Кавказа показали, что крупнокристаллические разности (с размером кристаллов 0,5—2 мм) базальтов с офитовой структурой имеют большие значения v_p (на 0,3—0,5 км/с), чем аналогичные базальты, сложенные мелкокристаллической основной массой, где кристаллы имеют размер менее 0,1 мм.

Влияние минерального состава и структуры на скорости упругих волн особенно заметно в неизмененных породах, с пористостью 1—3%. В породах с большей пористостью, пустотностью

или степенью вторичного изменения влияние минерального состава затухевывается.

Наиболее полно изучена взаимосвязь между скоростью продольных волн и пористостью породы. В теоретических работах подробно рассмотрено влияние пористости сплошного материала при наличии различных по размерам (замкнутых, сферических, изолированных) отверстий на затухание и скорость волн. Из формул, связывающих эти параметры, наиболее известны формулы И. Сато и Ю. В. Ризниченко. Существуют и другие формулы, связывающие скорость продольной волны и пористость для песчано-глинистых и карбонатных пород: $v_p = \sqrt{6\Delta - 11}$ (где Δ — объемная масса); для песчано-глинистых пород Русской платформы: $v_p = (\Delta - 1,89)/0,172$; для андезито-базальтов: $\lg v_p = -0,07 \lg m_0 + 0,74$ (где m_0 — пористость). Л. С. Полак считает, что в диапазоне изменения пористости 10—35 % связь линейная.

Все эти формулы связывают скорость продольной волны в основном с первичной пористостью. Необходимо отметить, что скорость зависит также от характера пористости — размера и формы пор, распределения их в породе. Наличие крупных пор и кавернозность могут существенно увеличить абсолютную величину пористости, в то же время слабо сказываясь на величине v_p . При интерпретации полученных данных следует иметь в виду, что скорости упругих волн значительно снижаются при увеличении пористости в интервале от 0 до 10 %, а при дальнейшем росте пористости от 15 % и более интенсивность изменения v_p значительно уменьшается.

Особенно сильно изменяется скорость упругих волн от пористости в породах, где последняя связана с вторичными преобразованиями первичных минералов. Так, например, под воздействием гидротермальных процессов дациты и андезито-базальты Иджеванского месторождения бентонитовых глин (первичные показатели $n=3\%$, $v_p=5,3$ км/с) постепенно превратились в монтмориллонитовые глины ($n=39\%$, $v_p=1,45$ км/с). При изменении дунитов и переходе оливина в серпентин уменьшение скорости v_p достигает 2,8 км/с при изменении n от 0,5 до 1,2 %.

При инженерно-геологических исследованиях приходится сталкиваться с тем, что породы в значительной мере обводнены. В связи с этим важен анализ степени влияния этого фактора на скорость упругих волн, что необходимо знать для расчета пустотности породы. А. И. Савич, Г. И. Петкевич и Н. Б. Дортман получили результаты, свидетельствующие об увеличении скорости продольных волн в связи с водонасыщением. Наблюдается определенная кинетика роста скорости v_p с увеличением степени водонасыщенности, причем наибольшие изменения скорости происходят на первой и последней стадиях насыщения. Л. С. Полак указывает на уменьшение значения v_p при водонасыщении глинистых и карбонатных пород. Он объ-

ясняет это явление расклинивающим действием воды, внедряющейся в контакты между зернами или кристаллами. Характер изменения скоростей упругих волн при водонасыщении зависит от различных факторов: абсолютной величины пористости, проницаемости, свойств цементирующего материала (в осадочных породах), степени измененности минералов, степени заполнения порового пространства жидкостью и т. д. В целом для расчета пустотности породы в двухфазной системе часто используют формулу М. Вилли (уравнение среднего времени):

$$\frac{1}{v_p} = \frac{1-P}{v_t} + \frac{P}{v_3}$$

(где P — пористость; v_t — скорость продольной волны в твердом теле; v_3 — скорость продольной волны в заполнителе).

Глава 6

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД

6.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В грунтоведении и в целом в инженерной геологии, благодаря работам М. М. Филатова, И. В. Попова, Е. М. Сергеева, Г. Г. Ильинской А. И. Ларионова и др., сложились свои, специфические представления о структуре и текстуре дисперсных пород, связанные, с одной стороны, с их генезисом, а с другой — с особенностями изучения глин применительно к задачам грунтоведения и инженерной геологии [7, 23]. Так, по определению Е. М. Сергеева [7] под структурой породы понимаются размер, форма и характер поверхности, количественное соотношение и характер взаимосвязи слагающих ее элементов (отдельных частиц и агрегатов), а под текстурой — пространственное расположение слагающих элементов независимо от их размера. Структура подразделяется на макро-, мезо- и микроструктуру. Под макроструктурой понимается способность породы распадаться на отдельные куски (структура в интерпретации почвоведов), а под микроструктурой — структура, образованная первичными глинистыми частицами. В понятие «макроструктура» включаются макротрещиноватость, макропористость пород; размер элементов может изменяться от долей сантиметра до метра. Наиболее распространенными типами макроструктур являются: глыбистая, комковатая, ореховатая, зернистая, столбчатая, призматическая, плитчатая и чешуйчатая. Наиболее характерными макроструктурами дисперсных пород являются беспорядочная и слоистая. Первая характеризуется отсутствием слоистости в породе, вторая состоит из визуально различимых отдельных слоев.

Под мезоструктурой дисперсной породы понимаются размер, форма, характер поверхности, количественное соотношение агрегатов, блоков и первичных частиц. Понятие «мезоструктура» близко к понятию «микроструктура», однако оно не включает характеристику структуры внутри отдельного глинистого агрегата. Поскольку размер мезоструктурных элементов колеблется от 0,001 мм до нескольких миллиметров, мезоструктура и мезотекстура дисперсных пород изучаются в шлифах и аншлифах с помощью лупы и оптического микроскопа. В зависимости от соотношения первичных и агрегированных частиц принято выделять три типа мезоструктур: микроагрегатную, пылевато-микроагрегатную и песчано-микроагрегатную. По размеру пор выделяют крупно- (размер пор более 0,1 мм), мелко- (от 0,1 до 0,01 мм) и тонкопористую (менее 0,01 мм) мезоструктуры. Под поляризационным микроскопом в скрещенных николях беспорядочная мезотекстура выглядит как изотропная (в оптическом смысле) масса зерен, а ориентированная мезотекстура характеризуется ориентацией элементов в пространстве.

Микроструктура породы характеризуется размером, формой, характером поверхности и количественным соотношением первичных дисперсных частиц. Размер микроструктурных элементов может изменяться от одного микрометра до величины элементарного пакета (одной молекулы) минерала. Микротекстура дисперсных пород может быть беспорядочной и ориентированной.

С введением понятия «микроструктура» неизбежно возникает вопрос о том, что понимать под первичными глинистыми частицами. Н. А. Качинский [18] предлагал под механическим элементом понимать кусочки пород и минералов, все элементы которых находятся в химической взаимосвязи; А. В. Васильев в 1953 г. указывал на необходимость включения в понятие «элементарная частица» пленок-гелей, покрывающих частицы; Е. М. Сергеев [7] считает, что гранулометрические элементы представляют собой первичные твердые частицы в состоянии максимальной диспергации породы. Исходя из изложенного, первичной глинистой частицей следует называть высокодисперсную частицу глинистого или другого минерала в кристаллическом или аморфном состоянии. Первичные глинистые частицы, их микроагрегаты и блоки микроагрегатов являются структурными элементами дисперсной породы.

Структурные элементы посредством структурных связей различной природы (по существу всегда электромагнитной) объединяются в природное геологическое образование, называемое дисперсной горной породой. В зависимости от конкретных геологических условий строение породы, под которым следует понимать совокупность структурных и текстурных параметров, может нести в себе некоторые специфические генетические особенности (размер микроагрегатов и блоков, степень их упорядоченности, размер и форма пор и т. д.). Как показали работы

ряда исследователей, естественные дисперсные породы почти всегда состоят из агрегатов разного размера. Эти агрегаты в водной среде могут распадаться вплоть до размера элементарной ячейки (монтмориллонит). Поэтому дисперсность глинистых минералов в водной среде есть величина переменная, изменяющаяся во времени в зависимости от реальных термодинамических условий. В этой связи понятие «первичная глинистая частица» отличается некоторой неопределенностью, так как истинным ее пределом может быть только элементарная ячейка кристалла, а реальные глинистые частицы могут сколь угодно близко приближаться к этому размеру. В природных условиях в конечном счете всегда наступает некоторое неустойчивое равновесие, которое и определяет естественную структуру и текстуру дисперсной породы.

Изучение микроструктур глинистых пород было начато в 30-е годы М. М. Филатовым, который создал первые искусственные модели глинистых пород и составил классификацию микроструктур с учетом взаимоотношения глинистых, пылеватых и песчаных частиц. Исследования, проведенные в 30—50-е годы по изучению гранулометрического и минерального состава глинистых пород (М. М. Филатов, С. С. Морозов, И. В. Попов, Е. М. Сергеев, В. А. Приклонский, и др.), положили начало естественноисторическому подходу к исследованию строения дисперсных пород. В конце 40-х годов были опубликованы работы И. В. Попова, исследовавшего процессы структурообразования глин с помощью поляризационного микроскопа. В. О. Вильямсон, И. Розенквист, А. Я. Туровская, В. С. Фадеева, Д. К. Митчелл и другие исследователи изучали структуру глин оптическим методом. Однако качественный скачок в решении этой проблемы наметился во второй половине 50-х годов благодаря появлению современных физических методов исследования (рентген, электронная микроскопия, электронография). В результате дальнейшего совершенствования этих методов появилась возможность количественной интерпретации микроструктурных и микротекстурных данных, появились также новые методы изучения текстур глин (метод магнитной анизотропии). Современные методы электронной микроскопии позволяют работать при увеличениях около 100 000 раз, исследовать строение не только глинистых агрегатов, но и структуру отдельных микрочастиц практически любого размера.

В 50-е—70-е годы появились работы Е. М. Сергеева, А. К. Ларионова, П. А. Ребиндера, Н. Я. Денисова, И. М. Горьковой, М. Н. Гольдштейна и др., в которых обосновывалась взаимосвязь структурных особенностей пород с их физико-механическими свойствами. Однако и в настоящее время связь структурно-текстурных параметров дисперсных пород с их прочностными и деформационными свойствами изучена еще недостаточно. Структурно-текстурные характеристики пород в механических теориях прочности отсутствуют или носят приближенный,

качественный характер. Следует отметить, что в последние годы появились экспериментальные данные, подтверждающие влияние структуры и текстуры породы на ее прочностные и деформационные свойства. По-видимому, в ближайшее время предстоит создание такой теории прочности, которая бы учитывала структурно-текстурные параметры дисперсных пород.

Существует достаточно большое число классификаций структур и текстур дисперсных пород, построенных на различных принципах. Первая в СССР генетическая классификация типов слоистости осадочных пород была предложена в 1926 г. Ю. А. Жемчужниковым, она отразила более 20 текстурных признаков (угол наклона слоев, направление прослоев относительно водных или воздушных потоков, частоту переслаивания и др.). И. И. Танатаром в 1938 г. предложена классификация текстур «раздробления и наслоения». В нее заложены как структурные (размер и степень окатанности частиц), так и текстурные признаки, учитывающие происхождение той или иной текстуры. Позднее Л. В. Пустоваловым и Ф. Петтиджоном были разработаны классификации текстур, основанные также на смешанном принципе.

В 1941 г. И. В. Попов предложил классификацию текстур обломочных образований, включающую глинистые породы. Она учитывала генезис и морфологические особенности пород. Наиболее ценным с инженерно-геологической точки зрения в этой классификации было разделение всех текстур на ориентированные и неориентированные.

Н. Б. Вассоевич в 1958 г. составил классификацию текстур, учитывающую стадии литогенеза осадочных пород, в 1966 г. М. С. Швецов предложил классификацию макро-, мезо- и микротекстур осадочных пород, включающую и глинистые отложения. Ряд классификаций слоистых текстур на основе морфологического и генетического принципов предложен Л. Н. Ботвинкиной. Однако классификация по размеру слоев носит формальный характер, так как она не базируется на обоснованном критерии — их мощности.

Следует отметить классификацию микро- и макротекстур глин, разработанную в 1957 г. М. Ф. Викуловой [3], учитывающую распределение в пространстве частиц различного размера.

В результате электронно-микроскопических исследований глин Г. Г. Ильинская выделила четыре типа микротекстур: беспорядочную, ориентированную, агрегатную и блочную. В. И. Осипов [31] и В. Н. Соколов выделяют следующие текстуры: ячеистую, скелетную, матричную, доменную, псевдоглобулярную, губчатую, ламинарную и турбулентную.

Ю. Б. Осипов и Б. А. Соколов для изучения текстур глин применили метод магнитной анизотропии [32], который позволяет оценить трехмерную текстуру в количественном виде. На основании полученных данных предложена классификация текстур основных генетических типов глинистых пород (табл. 20).

Генетическая классификация текстур глинистых пород
(по Ю. Б. Осипову и Б. А. Соколову)

Генезис породы	Модель текстуры	Механизм образования текстуры	Характеристика текстуры	Показатели	
				$K_M = \frac{\alpha_{max} + \alpha_{cp}}{2\alpha_{min}}$	α , градусы
Морской	Сфера	Коагуляционный	Изотропная	1	—
Озерный	Эллипсоид, вытянутый по вертикали	Некоагуляционный, плоскостной	Ориентированная	> 1	—
	Эллипсоид, сжатый по вертикали	То же	Средневысокоориентированная	1,2—1,5	0—30
	Плоский эллипсоид	»	Плоскостная высокоориентированная	2—3	1—10
Аллювиальный	Эллипсоид, вытянутый вдоль одной оси	Аккумулятивный, аксиальный	Аксиальная	> 1	0—90
Делювиальный	Эллипсоид, сжатый по вертикали	Аккумулятивный, плоскостной и аксиальный	Ориентированная наклонная	> 1	30—90
	Эллипсоид, вытянутый вдоль одной оси	То же	Аксиальная вертикальная	> 1	—
Элювиальный	Сфера	Гипергенный	Беспорядочная	1	—

6.2. ВИЗУАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ

Лабораторные исследования дисперсных пород начинают с детального осмотра и визуального описания образцов, имеющих размеры от небольшого кусочка до крупного монолита глинистых пород или определенной навески песчаных пород (до 2 кг). При макроскопическом исследовании определяют: 1) название породы; 2) цвет; 3) сложение; 4) состав неорганических компонентов и органические остатки; 5) структуру; 6) текстуру; 7) очень приблизительно свойства. Получаемые путем простого осмотра сведения о структуре и текстуре породы дают возможность правильно выбрать и применить методику лабораторных исследований. В лаборатории, как правило, три четверти образца отбирают для основных исследований, а оставшуюся четверть используют в качестве эталонного образца. В случае необходимости кусочки образца отбираются для шлифов с целью изучения микростроения на РЭМ, дифрактометре, магнитном анизометре. Таким образом, структуру и текстуру изучают как непосредственно перед делением образца, так и в процессе исследований основной части образца.

Визуальное описание структуры и текстуры дисперсных пород перед разделением образца и началом основных исследований является обязательным при любых аналитических лабораторных исследованиях. Так, масса исходной пробы песка, необходимая для проведения ситового анализа, зависит от структурного класса песка (гравелистый, чистый, пылеватый) и может составлять соответственно от 2000 до 100 г. Перед исследованием глинистых пород обращают внимание на размер и число крупных обломочных включений, на консистенцию, так как эти структурные особенности обуславливают выбор методов определения прочности (плоскостной срез или одноосное раздавливание), объемной массы (методы режущих колец или парафинирования). Диаметр режущего кольца для однородных глинистых грунтов должен быть 40 мм, а для песчаных грунтов — не менее 70 мм. На выбор лабораторных методов и их применение решающее влияние оказывают такие текстурные признаки дисперсных пород, как мощность слоев в образце породы, литологическое различие чередующихся глинистых и песчаных слоев, ориентация слоев между собой и по отношению к прилагаемой нагрузке, направлению фильтрационного потока, фронту замачивания. Следует помнить, что образцы дисперсных пород, имеющих ярко выраженную слоистую текстуру, обладают анизотропией практически всех свойств. В связи с этим необходимо учитывать ориентацию образца в пространстве в момент испытаний.

В практике лабораторных исследований при оценке физико-механических и физико-химических свойств грунтов визуально фиксируются структурно-текстурные изменения в образцах пород в момент испытаний. Такие наблюдения осуществляются

при изучении характера и скорости размокания и усадки, при оценке прочности методами одноосного, трехосного сжатия и плоскостного среза. В журнал опыта заносят форму агрегатов и их водостойкость при взаимодействии образца с водой, характер трещинообразования при усадке, особенности плоскостей среза при сдвиге образцов, форму образца, направление зон разрушения, форму отдельностей и агрегатов в условиях одноосного и трехосного сжатия. Такое сочетание визуальных наблюдений за изменением строения породы в образцах с количественными показателями безусловно способствует получению более полной инженерно-геологической характеристики дисперсных пород.

К визуальному описанию структуры и текстуры дисперсных пород в лаборатории можно отнести и работу с электронными микрофотографиями, морфометрию обломочных частиц, а в какой-то мере и интерпретацию дифрактограмм, гармоник механических вращательных моментов. Сюда входят визуальная диагностика минералов глинистой фракции по форме, характеру и степени четкости контуров изображения, плотности и размеру изображения на электронной микрофотографии [29, 37], визуальное выделение типов микроструктур [31] по взаимоотношению глинистого и обломочного материала в микроструктуре, ориентации структурных элементов в пространстве, типу контактов между ними и другим особенностям; а также визуальный способ оценки микротекстуры (по Б. А. Соколову). Качественная оценка микротекстуры может осуществляться посредством визуальной интерпретации дифрактограмм и кривых вращательных моментов.

6.3. ИЗУЧЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И МИКРОАГРЕГАТНОГО СОСТАВА

Информацию о составе дисперсных пород получают в результате проведения гранулометрического и микроагрегатного анализов, которые в широком значении этих терминов включают ряд тесно связанных друг с другом операций, осуществляемых поэтапно. К таким операциям в лабораторных условиях относятся: 1) подготовка образцов к анализу, 2) проведение анализа, 3) обработка результатов анализа.

Подготовка образцов к гранулометрическому анализу заключается в сортировке их по засоленности и обогащенности посторонними примесями, в просушивании до воздушно-сухого состояния, в отборе средней пробы для анализа и дезагрегации ее тем или иным способом.

Сортировка практически сводится к разделению образцов на засоленные и незасоленные в отношении легкорастворимых солей, гипса и карбонатов и к уточнению правильности разделения некоторых образцов по степени обогащенности посторонними примесями, пылевато-глинистым материалом и т. д.

Образцы просушивают до воздушно-сухого состояния, чтобы подготовить их к отбору пробы на гигроскопичность. В чистых и гравелистых незасоленных песках, гранулометрический состав которых обычно устанавливается рассевом на ситах сравнительно большой навески (50—200 г), определять гигроскопичность нецелесообразно вследствие ее незначительной величины. В этом случае расчет выходов размерных фракций можно вести на воздушно-сухую навеску. В случае повышенного содержания пылевато-глинистых частиц (например, в супесях) и определения степени их дисперсности методом отмучивания с использованием малой навески (10—30 г) учет гигроскопической влаги необходим. Тем более это справедливо для пылевато-глинистых грунтов. Просушивание образцов засоленных пород, особенно глинистого состава, должно завершаться установлением гигроскопичности и расчетом выходов размерных фракций на абсолютно сухую навеску.

Среднюю пробу отбирают методом квартования. Масса такой пробы зависит от состава породы и способа ее анализа. При ситовом анализе крупнообломочных и песчаных пород массу пробы можно определять на основании данных, приведенных в табл. 21.

Т а б л и ц а 21

**Масса проб для ситового анализа
(по Д. А. Краснову)**

Размер наиболее крупных частиц, мм	Масса пробы, г	Размер наиболее крупных частиц, мм	Масса пробы, г
16,0—11,32	40 000	2,00—1,00	500
11,32—8,00	12 500	1,00—0,50	250
8,00—5,66	5 000	0,50—0,25	100
5,66—4,00	2 000	0,25—0,10	50
4,00—2,00	1 000		

Для связных грунтов навеска в зависимости от степени глинистости пробы и метода ее разделения должна составлять от 10 до 25 г.

Дезагрегация образцов также во многом зависит от состава породы, ее засоленности, загрязненности, агрегированности и т. д. Чистые крупнообломочные породы, незасоленные и свободные от глинисто-пылевых частиц и их агрегатов, не требуют особой обработки и после просушивания в лаборатории до воздушно-сухого состояния могут быть сразу подвергнуты ситовому анализу.

Гранулометрический анализ пород, содержащих пылевато-глинистые частицы и их агрегаты (пески и супеси почвенных горизонтов и ожелезненных прослоев, крупнообломочные породы с пылевато-глинистым заполнителем, все виды связных

грунтов), проводится с предварительной их дезагрегацией. Ее проводят для того, чтобы обеспечить максимальный выход простых «первичных» частиц, который достигается путем разрушения агрегатов тем или иным способом.

Существуют различные способы дезагрегации: механические, физические, химические, физико-химические и т. д. Среди механических способов наиболее широко используется растирание пробы в фарфоровой чашке пальцами или пестиком с резиновым наконечником. Для обеспечения более полного разрушения агрегатов используется дистиллированная вода. Такой способ обычно дает удовлетворительные результаты при обработке крупнообломочных пород и песков, содержащих незначительное количество глинистых частиц и их агрегатов. В большинстве случаев, особенно когда в породах много агрегатов, растирание проб без химических реактивов не обеспечивает полного выхода первичных частиц. Тогда прибегают к использованию растирания с добавлением этих реактивов или к другим приемам дезагрегации — кипячению с аммиаком, щелочью, соляной, уксусной и другими кислотами, ультразвуковому воздействию и т. д.

Засоленные дисперсные породы требуют гораздо более сложной подготовки образцов. Чтобы суспензия, приготовленная из таких пород, дезагрегировала и не коагулировала, используют следующие приемы: готовят суспензию малой концентрации, декантируют, т. е. отмывают соли; применяют различные дезагрегаторы и стабилизаторы. При анализе мелкозернистой части крупнообломочных пород, песков, супесей, глин и суглинков, содержащих солевые компоненты, в качестве дезагрегатора и стабилизатора наиболее часто используют пирофосфат натрия $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$. Существуют различные рекомендации относительно способа введения этой соли и установления ее количества. Одни исследователи считают, что раствор пирофосфата натрия следует вводить прямо в грунтовую суспензию, другие советуют подливать его в фарфоровую чашку с грунтом, растирая последний до тестообразного состояния. П. Ф. Мельников рекомендует брать для засоленных и карбонатных глин и суглинков 20—25 мл насыщенного раствора пирофосфорного натрия, а для песков и супесей — 15 мл. При этом раствор пирофосфата рекомендуется вводить не в готовую суспензию, а в фарфоровую чашку с пробой, где она растирается в течение 20 мин до тестообразного состояния. Опыт изучения засоленных каракумских песков показал, что для придания грунтовой суспензии стабильного состояния достаточно ввести в нее 5—10 см³ 5 %-ного раствора пирофосфата натрия или предварительно растереть в нем пробу.

При проведении микроагрегатного анализа подготовка образцов породы отличается тем, что она должна обеспечить сохранность микроагрегатов от разрушения. Существуют ряд приемов, разработанных преимущественно в почвоведении, —

международный метод В, методы Астапова, Богданова, Качинского и др.

Наиболее надежным из них является метод Н. А. Качинского, разработанный в 1958 г. [18], он исключает какое-либо химическое воздействие на образец. Проба, взятая из воздушно-сухого грунта (10—25 г)*, помещается в бутылку с дистиллированной водой (250 мл) и после суточного размочивания встряхивается в течение двух часов, а затем через сито 0,25 мм переносится в литровый цилиндрический сосуд, в котором в дальнейшем производят фракционирование микроагрегатов методом пипетки (см. ниже).

Проведение анализов. Подготовленные пробы дисперсных пород подвергаются дальнейшему разделению на гранулометрические элементы. Выходы их, выраженные в процентах, дают представление о гранулометрическом или микроагрегатном составе породы.

Методы определения гранулометрического состава дисперсных пород можно разделить на прямые и косвенные**. К прямым относятся методы, основанные на непосредственном (микрометрическом) измерении частиц в поле зрения оптических и электронных микроскопов или с помощью других электронных и электронно-механических устройств. К косвенным относятся методы, которые базируются на использовании различных зависимостей между размерами частиц, скоростью осаждения их в жидкой и воздушной средах и свойствами суспензии. В особую группу следует выделить методы определения размеров частиц с помощью ситовых наборов. Они занимают промежуточное положение между микрометрическими и суспензионно-седиментационными и широко используются в практике грунтовых лабораторий самостоятельно или в совокупности с другими методами.

Среди прямых методов наиболее важное значение имеют микрометрические методы. С их помощью можно измерять размеры частиц практически всего гранулометрического спектра — от крупных песчано-гравелистых до ультратонких частиц глинистых фракций. Они применимы как для дисперсных, так и для цементированных пород с ненарушенной структурой, а также для искусственно созданных материалов. В последних двух случаях только микрометрические методы позволяют получить данные о гранулометрическом составе. В практике инженерно-геологических исследований эти методы не получили широкого распространения. Обычно они сводятся

* Навеска (в граммах) берется в зависимости от глинистости грунта: для глин и тяжелых суглинков 10, для средних суглинков 15, для легких суглинков 20, для супесей 25.

** При характеристике некоторых новых методов в данном пособии использовался обзор современных методов гранулометрического анализа горных пород, составленный Б. Ф. Горбачевым, Р. Ш. Харитоновой, З. З. Нугмановой, В. И. Хоменковой [6].

к оценке размеров частиц грунта под лупой или микроскопом, реже прибегают к помощи электронно-микроскопических устройств. Просмотр частиц под лупой производится при одновременном использовании специальных трафаретов, таблиц, шкал, наборов и т. д. Измеряемые частицы сравнивают с эталонными размерами, в результате чего получают представление о величине искомым частиц. Этот прием, как правило, используется в поле, в лабораторных условиях он является вспомогательным.

Микроскопический анализ обычно применяется для контроля результатов исследования размеров частиц, получаемых другими методами, и сводится к непосредственному замеру зерна или к измерению величины его изображения. Измерения под микроскопом осуществляются с помощью специальных приспособлений к микроскопу (препаратоводителей, окуляров-микрометров и др.). Техника измерений под микроскопом изложена в ряде работ по петрографии. В настоящее время создан ряд новых микрометрических приборов и приставок к микроскопам, которые обеспечивают автоматическую сортировку и подсчет частиц по размерам, а также оценку их формы с помощью сканирующих устройств.

Например, анализатор *СВ1* (Великобритания) является приставкой к микроскопу. Он позволяет автоматически измерять и сортировать частицы по 16 классам крупности и обеспечивает высокую производительность (более 1000 частиц в час). В анализаторе частиц *TGZ-3* (ГДР) полуавтоматическая сортировка частиц производится по микрофотографиям с помощью 48 счетчиков, фиксирующих определенные размеры частиц.

Ситовой метод — один из основных в практике инженерно-геологических исследований. Диапазон его применения весьма широк. Метод используется для определения гранулометрического состава крупнообломочных и песчаных пород, а также крупнозернистой части пылеватых и глинистых образований. Достоинство метода — в простоте, особенно если рассев пробы грунта ситовым набором ведется с помощью механического встряхивателя — ротата.

Сущность метода заключается в отсеиве пробы породы с помощью стандартного комплекта, состоящего из 9 сит с отверстиями диаметром 10; 7; 5; 3; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 мм. При отсеиве мелкозернистой части крупнообломочных пород добавляется сито с отверстиями диаметром 20 мм*.

Для увеличения точности и информативности гранулометрического анализа некоторые исследователи рекомендуют пользоваться более дробным набором сит — девятнадцатифракционным.

При отсеиве мелкие сита часто забиваются. За рубежом для их очистки применяют ультразвук и воздушную струю,

* Обломки крупнее 20 мм следует отсеивать в полевых условиях методом грохочения.

что позволяет просеивать частицы диаметром до 0,04 мм. Как указывают О. В. Колобзаров, Б. Ф. Горбачев и др. [6], наиболее совершенным прибором для проведения ситового анализа в настоящее время является электромагнитная машина для мокрого просеивания «Пульверизетте-3» типа 3010 (ФРГ), позволяющая обеспечивать рассев частиц размером менее 0,025 мм. В лабораториях нашей страны ситовый анализ осуществляется менее дробными комплектами сит, отвечающими отечественным стандартным наборам с модулем $\sqrt[10]{10} = 1,25; 1,6$ и др.

Техника рассева на ситах описана во всех практических руководствах по ситовому анализу. Следует отметить ряд недостатков, свойственных этому методу: 1) быстрый износ сит, особенно при массовых анализах; 2) непостоянство размеров ячеек проволочных сит вследствие недостатков изготовления или износа, 3) влияние формы зерен и продолжительности просеивания на точность анализа и т. д. Поэтому необходим систематический контроль за состоянием сит (особенно проволочных) как до, так и в процессе анализа.

К косвенным методам относится большая группа методов, моделирующих природную седиментацию (седиментационные методы); основанных на использовании физических свойств суспензий (суспензионные методы), и некоторые другие (счетчик Коулмера, кондуктометрический и др.). Среди седиментационных методов наибольшее практическое значение получили методы отмучивания и пипетки. Реже используются методы седиментационных трубок, шлам-аппаратов, осаждения с помощью центрифуги, оптико-седиментационные и др.

Большинство седиментационных методов применяется для анализа глинистых грунтов и выделения мелких и тонких фракций из песков, супесей и пылевато-глинистого заполнителя крупнообломочных грунтов. Поскольку дисперсные породы представляют полидисперсные образования, определение их гранулометрического состава седиментационными методами (пипетки и отмучивания) ведется в комбинации с ситовым методом.

Наибольшей популярностью среди методов отмучивания пользуется метод Сабанина. Он известен как метод двойного отмучивания, осуществляемого сначала в фарфоровых чашках, а затем в специальном стакане. Как самостоятельный метод гранулометрического анализа он может быть использован только для мелких тонкозернистых песков и супесей. С его помощью можно выделить фракции (в мм): более 0,25; 0,25—0,05; 0,05—0,01 и менее 0,01 мм. При значительном содержании в породах частиц крупнее 0,25 мм и мельче 0,01 мм он может быть использован в комбинации с ситовым и пипеточным методами.

Метод Сабанина основан на разделении песчаных частиц по скорости их падения в спокойной воде. При анализе мелкопес-

чанных почв А. Н. Сабаниным была установлена зависимость между скоростью падения частиц и их диаметром (табл. 22). Подсчет скорости проводился по формуле Шене, не учитывающей влияния температуры на вязкость среды, а следовательно, и на величину скорости. При подсчете скорости падения по формуле Стокса, учитывающей температурный фактор, величины диаметров частиц будут несколько иными (см. табл. 22). Поэтому в современных практических руководствах по грунтоведению при подсчете скоростей падения частиц в спокойной воде рекомендуется пользоваться формулой Стокса.

Непосредственное разделение частиц исследуемой породы по методу Сабанина производится в приборе, состоящем из градуированного стакана, сифона, штатива с уравнительным столиком, банки для сливания суспензии, фарфоровых чашек, промывалки, сита (0,25 мм) и стеклянной палочки.

Техника пользования прибором хорошо известна. Следует отметить, что прибор и метод Сабанина имеют ряд недостатков (несовершенство механизма засасывания суспензии сифоном, недостаточная дробность выделяемых фракций и др.), ограничивающих их применение.

Отмучивание в потоке воды (шлам-аппараты) — также один из традиционных методов гранулометрического анализа дисперсных грунтов, использующий принцип осаждения частиц из суспензии при движении ее с определенной скоростью. Для разделения частиц в этом методе применяют ряд соединенных между собой сосудов, через которые движется суспензия. По мере движения частицы, обладающие большей скоростью падения, чем скорость движения суспензии, последовательно выпадают на дно сосудов. Скорость падения частиц рассчитывают по формуле Стокса, при этом, естественно, учитывается скорость движения суспензии. Хотя существует целый ряд модификаций шлам-аппаратов, большинство из них имеют существенные недостатки, ограничивающие их применение. Шлам-аппарат, предложенный М. Мюллером, имеет преимущества перед другими аналогичными аппаратами: с его помощью можно выделять фракции размером 20, 10, 5, 2 и менее 2 мкм.

Метод пипетки — наиболее распространенный метод определения гранулометрического и микроагрегатного анализа глинистых грунтов и тонкозернистых фракций супесей. Основными частями прибора являются пипетка и градуированный стеклянный цилиндр, в который помещается грунтовая суспензия.

Таблица 22

Зависимость между скоростью падения грунтовых частиц и их размерами

Скорость падения частиц, мм/с	Диаметр частиц по Сабанину, мм	Диаметр частиц по Стоксу, мм
0,2	0,05	0,05
0,02	0,01	0,0156
0,0046	0,005	0,0023
0,00012	0,001	0,0012

Через определенные интервалы времени пипеткой из суспензии с различных глубин отбирают пробы, которые затем высушивают и взвешивают. В этот метод большие погрешности вносит процесс отбора проб пипеткой. С целью их устранения предложено немало конструктивных вариантов пипеток (Н. А. Качинский, Г. Ф. Богданов) и приспособлений к ним. Наиболее совершенным является аппарат Фабрициуса и Мюллера, в котором устранено взмучивание частиц при отборе пробы. С его помощью можно одновременно обрабатывать около 10 проб, причем обработка ведется по специальной программе с помощью ЭВМ.

Диаметры частиц при использовании пипеточного метода подсчитываются по формуле Стокса. При этом используются готовые таблицы, в которых скорости падения частиц при разных температурах суспензии соотносятся с диаметрами частиц.

Метод пипетки, несмотря на его трудоемкость и некоторые погрешности, является основным при изучении гранулометрического состава глинистых грунтов и определения тонких фракций других грунтов. Он пригоден как для некарбонатных, так и для карбонатных грунтов. Отличие — в технике определений и предварительной подготовке образцов к анализу.

Наиболее широко метод пипетки применяется в модификации Н. А. Качинского. Его подробное описание приводится в работе [18] и других руководствах [26, 29, 46], в том числе в первом издании настоящего пособия.

Результаты осаждения частиц из суспензии в цилиндрах можно фиксировать непрерывным взвешиванием осадка с помощью специальных автоматических седиментационных весов.

Метод отмучивания в седиментационных трубках ограничено используется в практике зарубежных исследований и применяется для изучения гранулометрического состава песчаных пород. Процесс осаждения песчаных фракций ведется в седиментационных цилиндрах (трубках) высотой от 1,0 до 1,5 м. Время осаждения песчаных частиц регистрируют чувствительные датчики.

Седиментационный прибор такого рода (созданный в институте Океанографии Вудс-Хоул, США) описан в работе [6]. С его помощью можно определять фракции в интервале от 4 мм до 0,06 мм. В принципе цилиндры осаждения такой высоты позволяют получить и выходы глинистых частиц, что значительно расширяет сферу применения этого метода, который характеризуется большой быстротой, высокой производительностью и точностью.

В основе оптико-седиментационного метода лежит зависимость интенсивности поглощенного или рассеянного света, прошедшего через грунтовую суспензию, от диаметра осаждающихся частиц. Суспензию помещают в седиментационный цилиндр, из источника подают луч света, чувствительные регистрирующие и записывающие устройства позво-

ляют, не нарушая процесс осаждения частиц в цилиндре, получать по изменению интенсивности света данные распределения частиц по крупности с любой степенью дробности и в короткое время. Существуют различные варианты оптико-седиментационного метода и приборов. Все они различаются в основном по способу регистрации интенсивности света. В одних приборах регистрирующими устройствами являются чувствительные электронефелометры, в других — фотоэлектрический колориметр (в приборе Е. Маккензи), в третьих — фотодиоды. Совершенным и быстрым является также метод определения гранулометрического состава пород с помощью гидрофотометра (рис. 28).

Для фракционирования дисперсных материалов можно использовать центробежный фотоседиментограф. К сожалению, все эти методы и приборы не нашли пока массового применения в практике инженерно-геологических исследований. Между тем, как показывает сравнительный анализ результатов, полученных методами фотоседиментографии и методом пипетки, первые имеют определенное преимущество. Этим методам свойственны быстрота, более высокая точность и воспроизводимость. Они не нарушают

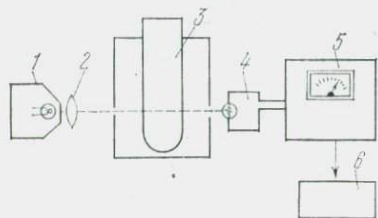


Рис. 28. Схема гидрофотометра: 1 — источник света; 2 — линза; 3 — ампула с образцом; 4 — фотозлемент; 5 — амперметр; 6 — записывающее устройство

процесса осаждения, облегчают повторность замеров, обеспечивают последующее изучение тех же проб другими методами.

Вместе с тем оптико-седиментационные методы не лишены недостатков: они не позволяют разделять пробу грунта на отдельные размерные фракции, их нельзя использовать для грунтов, имеющих дискообразную форму частиц, методы применимы для определения размеров частиц до 0,002 мм. Более мелкие частицы нарушают законы геометрической оптики (явления дифракции света).

Метод центрифугирования применяется для фракционирования частиц диаметром менее 1 мкм. Центрифугирование ведется в центрифугах и суперцентрифугах. Чаще всего используются центрифуги непрерывного действия (например, суперцентрифуга FC-45, LZ-501 (Венгрия) с частотой вращения до 30 тыс. мин⁻¹, центрифуга С-44 (СССР) с 27 тыс. мин⁻¹ и др.), а также центрифуги периодического действия, в частности дисковые центрифуги. Осаждение частиц в таких приборах происходит в центробежном поле. Размеры частиц определяются по формуле Стокса, в которой учитываются скорость вращения центрифуги и расстояния от центра вращения, а также плотность частиц и жидкости с суспензией.

Среди косвенных методов изучения гранулометрического состава пород выделяется группа денсиметрических и денситометрических методов (ареометрический, оптический, кондуктометрический, падающей капли и др.). Все они базируются на определении плотности суспензии и последующем расчете по формуле Стокса размера частиц и их концентрации.

Ареометрический метод [26, 29, 46] основан на последовательном определении плотности суспензии грунта через определенные промежутки времени с помощью предварительно калиброванного ареометра. По результатам определений рассчитывают диаметр и количество определяемых частиц непосредственно по формуле или с помощью специально составленной номограммы. Следует отметить, что этот метод нуждается в усовершенствовании, которое в первую очередь должно идти по линии изготовления и подбора более точных ареометров. Немаловажную роль может сыграть и совершенствование приемов погружения измеряющего устройства, обеспечивающих более точное определение плотности суспензии. В качестве примера можно сослаться на работу П. Апттина и С. Поулина, которые предлагают проводить гранулометрический анализ следующим образом. В цилиндр с суспензией на различные глубины погружаются поплавки с балансирующим устройством. Нагрузка на балансир для удержания поплавка в равновесии измерялась счетчиком; по величине нагрузки расчетным путем определялась плотность суспензии пылевато-глинистого материала. Длительность гранулометрического анализа указанным способом не превышала 2 ч.

На том же принципе — определении плотности грунтовой суспензии основан метод падающей капли, широко используемый за рубежом. Плотность и содержание частиц в капле суспензии, отобранной с различных глубин из цилиндра, устанавливается по скорости падения капли в сосуде с органической жидкостью [6].

Оптические методы базируются на измерении плотности грунтовой суспензии по поглощению света. Измерение производится различными приборами: калорифером, спектрофотометром, фотоэлектрическим абсорбциометром ЛМФ-64 и др. Имеются данные об использовании лазерных лучей для определения плотности суспензии с тонкими и коллоидными частицами.

Кондуктометрический метод (счетчик Коултера) основан на определении размеров частиц по изменениям электрического поля электролитов. При перемещении частицы грунта в электролите сопротивление его электрическому току изменяется пропорционально объему частицы. Размер ее фиксируется счетчиком Коултера, который в комбинации с ситовым методом позволяет устанавливать размеры частиц в широком диапазоне от 1 мм до 0,5 мкм.

Сравнительная характеристика отдельных методов гранулометрического состава
(по Б. Ф. Горбачеву и др. [6]).

Методы	Размеры частиц, мм	Характеристика метода		Сходимость данных, полученных разными методами
		Преимущества	Недостатки	
Микрометрические (включая электронно-микроскопические)	Полный гранулометрический спектр пород	Анализ «по счету», а не по «массе». Изучение образцов с ненарушенной структурой и оценка формы частиц	Трудоемкость, в случае использования автоматических счетчиков — высокая стоимость приборов	—
<i>Ситовой анализ</i> Сухое просеивание (в приборе для определения зернового состава)	$2,5-50 \cdot 10^{-3}$	Простота. Использование полученных фракций для дальнейших исследований	Длительность анализа (особенно при тонких ситах), трудоемкость, нестабильность ситок, забивание мелких сит	—
Просеивание ситами с воздушной струей	$(75-45) \cdot 10^{-3}$	Анализ глинисто-алевритовой фракции, получение материала фракции	То же	Сопоставим по результатам с обычным просеиванием и методом донного удаления
Мокрое просеивание	$3-10 \cdot 10^{-3}$	Исключается предварительное отмучивание глинистых фракций. Использование стабильных сит. Принцип электромагнитного встряхивания	—	—
<i>Седиментационные</i> Метод пипетки	$(100-1) \cdot 10^{-3}$	Простота оборудования, хорошая сходимость результатов	Продолжительность анализа, трудоемкость сушки и взвешивания осадка	—
Метод донного удаления	$(100-1) \cdot 10^{-3}$	Простота оборудования и методики анализа, возможность выделения фракций, низкая концентрация анализируемой суспензии (до 3 г/л)	То же	Хорошая сходимость с результатами пипеточного метода
Осаждение в потоке воды (шлам-аппарат)	$(20-2) \cdot 10^{-3}$ и менее	Большая скорость осаждения по сравнению с пипеточным методом, возможность получения фиксированного размера фракций	Продолжительность анализа, трудоемкость сушки и взвешивания. Сложность обеспечения ламинарного потока, большой расход жидкости	Сходимость с результатами пипеточного анализа удовлетворительная
Фракционирование в центрифугах	$(2-0,1) \cdot 10^{-3}$	Возможность гранулометрии глинистых фракций	Длительность и сложность анализа	—
Анализаторы Вудс-Хоула	$(4-0,04) \cdot 10^{-3}$	Быстрота анализа, полная автоматизация процесса измерения	Сложность оборудования	Удовлетворительная сходимость с ситовым анализом
Оптико-седиментационные	$(100-2) \cdot 10^{-3}$	Быстрота и точность анализа, полная автоматизация процесса. Возможность анализа с любой степенью дробности	Отсутствие серийных приборов, анализ проводится только для частиц с размерами более 2 мк	Хорошая сходимость с пипеточным методом
<i>Кондуктометрический</i>	$(1-0,5) \cdot 10^{-3}$	Высокая производительность, автоматизация процесса анализа, широкий диапазон размеров измеряемых частиц	Сложность оборудования, трудность сопоставления с другими методами	Удовлетворительная сходимость с результатами микрометрии и метода донного удаления

В табл. 23 приводится сравнительная характеристика отдельных методов и их сходимости между собой.

Рассмотрение методов гранулометрического анализа показывает, что они неодинаковы по принципу определения и диапазону измеряемых частиц. Поскольку дисперсные породы в большинстве случаев состоят из частиц разной величины (от грубых и песчаных до глинистых и коллоидных), для определения их размера и количества большую часть методов приходится использовать в комбинации друг с другом. Даже гранулометрический анализ крупнообломочных пород при наличии песчано-глинистого заполнителя проводится ситовым методом в комбинации с методами отмучивания и пипетки. Это справедливо и для песчаных пород, обогащенных глинистыми частицами. Лишь при анализе чистых песков и гравия можно ограничиться ситовым методом. Гранулометрический анализ глинистых грунтов нередко осуществляется целым набором методов — ситовым, отмучивания, пипеткой, центрифугированием. В этом случае имеется возможность определить величину частиц в наиболее широком гранулометрическом спектре, особенно если способы фракционирования автоматизированы, обладают большой точностью и хорошей воспроизводимостью. Для фракционирования частиц при производстве микроагрегатного анализа глинистых грунтов, как уже отмечалось, используется чаще всего метод пипетки. Все другие методы для этих целей не применяются или их использование весьма ограничено.

Обработка результатов. Полученные в результате гранулометрического или микроагрегатного анализов данные о размере и количестве элементов в породе должны быть соответствующим образом обработаны. Обработка данных — важнейший этап анализа. Методы его подробно излагаются в гл. 13. Здесь следует лишь указать на необходимость тщательного оформления первичной документации, поскольку она концентрирует исходный фактический материал, служащий для дальнейшего анализа и обобщения. Мы имеем в виду оформление таблиц, в которые заносятся экспериментальные данные.

Для составления таблиц не существует определенных правил, и каждый исследователь оформляет их по-своему в соответствии с числом и размерами выделенных фракций. Так как в практике исследования гранулометрического состава дисперсных пород нередко пользуются методами отмучивания и пипетки в комбинации с набором сит, то результаты анализа приходится записывать в единой таблице с указанием всех выделенных размерных фракций (пример оформления шапки таблицы см. ниже).

При необходимости дальнейшего подразделения частиц крупнее 2,5 мм и мельче 0,001 мм граф в таблице будет больше. Число граф в таблицах зависит от детальности гранулометрического анализа, определяемого задачами исследования и использованных методов фракционирования.

Обра- зец	Содержание частиц (в %), диаметром (в мм)*							
	крупнозернистых			песчаных				
	>2,5	2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,63	0,63—0,40	0,40—0,315	0,315—0,25	0,25—0,16

Продолжение табл.

Обра- зец	Содержание частиц (в %), диаметром (в мм)*						
	песчаных	пылеватых		глинистых			
	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001

* Интервалы классов частиц могут быть другими. Это зависит от дробности размерной гранулометрической шкалы, которой тот или иной исследователь придерживается.

Как видно из изложенного, таблица является точной и полной записью первичных гранулометрических данных. Поэтому нередко она представляет собой конечную стадию оформления полученной информации. Однако следует отметить, что табличное выражение гранулометрических данных является далеко не лучшим и не единственным средством подачи фактического материала, особенно при проведении массовых анализов и для пород с широким гранулометрическим спектром. В этих случаях таблица становится громоздкой и следует использовать другие (аналитические и графические) способы обработки данных. Выбор того или иного способа обработки зависит от целей их использования. Иногда для показа характера распределения частиц в гранулометрическом спектре можно ограничиться построением столбчатых или круговых диаграмм, в других случаях бывает достаточно аналитически получить средние значения параметров, характеризующие дисперсность и сортировку грунта. Чаще всего приходится использовать и те и другие методы одновременно.

Графические методы позволяют наглядно отразить информацию о гранулометрическом составе грунтов с помощью различных диаграмм, т. е. геометрических фигур (кругов, треугольников, ромбов, прямоугольников и др.), а также кривых распределения (интегральных, дифференциальных) [7, 26, 29, 46]. Аналитические методы обработки помогают вычислить гранулометрические параметры по формулам, имеющимся в математической статистике, и провести по ним сравнительную оценку степени дисперсности пород, их сортировки и т. д.

Обычно вычисляют четыре показателя распределения искомых величин: среднее арифметическое (реже среднее квадратическое) значение, дисперсию, коэффициент асимметрии и эксцесс (см. гл. 13). Для этого непосредственно используются табличные данные гранулометрических анализов. Те же параметры можно получить и с помощью кумулятивных кривых, по которым находят различные квантили, а затем и гранулометрические коэффициенты. Широкою известность получил так называемый способ квартилей, который состоит в том, что на суммарной (кумулятивной) кривой по оси абсцисс находят диаметры, соответствующие ординатам 25, 50 и 75 %. Диаметр при ординате 50 % носит название среднего или медианного M_d , а при ординатах 75 и 25 % — соответственно третьей и первой квартилей.

Отношение третьей и первой квартилей называется коэффициентом сортировки: $S = \sqrt{d_{75}/d_{25}}$ или $S = d_{75}/d_{25}$. Отношение $S_k = (d_{75} \cdot d_{25})/M_d^2$ называется коэффициентом асимметрии. Значение эксцесса получают непосредственно по дифференциальной кривой или вычисляют по способу моментов. Некоторые исследователи считают, что способ квартилей неточно характеризует асимметрию распределения, а коэффициент сортировки дает завышенные значения однородности песка по сравнению с другими методами.

П. И. Фадеев для характеристики сортировки песчаных грунтов вместо отношения третьей и первой квартилей рекомендовал брать отношение квартилей при 90 и 10 %, т. е. $S_p = d_{90}/d_{10}$ или $S_p = \sqrt{d_{90}/d_{10}}$. В этом случае для оценки сортированности грунта берется гораздо большая часть гранулометрического спектра, чем при $S = d_{75}/d_{25}$ или в формуле Хазена $\eta = d_{60}/d_{10}$. Получение гранулометрических параметров, характеризующих крупность, сортировку и другие признаки гранулометрического спектра породы, позволяет гораздо полнее и точнее отражать информацию о ее структуре и сравнивать последнюю со структурой других образований.

Вместе с тем получение таких параметров важно для выявления коррелятивных связей между гранулометрическим составом и другими свойствами пород. Гранулометрические параметры позволяют правильно классифицировать исследуемые породы и находить их место в общей систематике геологических объектов, что облегчает их дальнейшее изучение.

6.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Удельной поверхностью S_0 дисперсного грунта называется суммарная площадь межфазной поверхности частиц в единице массы грунта (весовая удельная поверхность S_{op} , см²/г) или в единице объема дисперсной фазы (объемная удельная поверхность S_{ov} , см⁻¹), между которыми существует соотношение: $S_{ov} = S_{op}\rho$ (где ρ — плотность грунта).

В грунтоведении обычно употребляется весовая удельная поверхность, которая является важной структурной характеристикой дисперсных грунтов, так как она зависит от размера и формы частиц, определяет пористость, адсорбционную и сорбционную способности и поверхностную энергию грунтов, величина которой тем больше, чем выше степень раздробленности твердой фазы грунта.

Различают внешнюю S_0' (суммарную) поверхность непористых частиц или агрегатов и полную S_0'' удельную поверхность, учитывающую всю межфазную поверхность, включая поверхность внутри микроагрегатов («внутреннюю» или первичную пористость). Такое разделение следует иметь в виду при выборе метода определения S_0 . Для более грубодисперсных грунтов и глинистых минералов с жесткой кристаллической решеткой (каолинит, гидрослюда), не обладающих первичной пористостью, значения внешней и полной удельной поверхности совпадают. Для высокодисперсных глинистых грунтов, содержащих минералы с раздвижной кристаллической решеткой, величина S_0'' может значительно превышать S_0' . Разность $S_0'' - S_0'$ дает приблизительную оценку удельной поверхности внутриагрегатных (межслоевых) и тупиковых (закрытых) пор, которая особенно велика у грунтов, содержащих минералы типа монтмориллонита.

Прямых методов определения удельной поверхности грунтов пока нет, поэтому используются косвенные методы, которые можно разделить на: 1) адсорбционные, 2) фильтрационные, 3) расчетные и корреляционные. Почти все они обладают недостатками, что необходимо учитывать при выборе метода для характеристики исследуемого объекта. Наиболее точными и теоретически обоснованными являются адсорбционные методы.

Адсорбционные методы определения удельной поверхности по типу адсорбции можно разделить на два вида: 1) адсорбции из паров и газов и 2) адсорбции из растворов. Для первого вида различают следующие методы: а) низкотемпературной адсорбции инертных и подобных им газов (криптона, аргона, азота и др.); б) адсорбции паров неполярных веществ, главным образом углеводородов (гептана, гексана, бензола и др.); в) адсорбции паров полярных веществ (этанола, метанола, воды и др.) .

Наиболее распространенным уравнением для определения удельной поверхности из паров служит выражение

$$S_0 = a_m N \omega_0, \quad (6.1)$$

где a_m — емкость монослоя, т. е. максимальное количество вещества, плотно адсорбированного мономолекулярным слоем на поверхности адсорбента; N — число Авогадро; ω_0 — молекулярная посадочная площадка адсорбированного вещества в монослое. При этом задача получения величины S_0 по этой формуле сводится к определению a_m и ω_0 .

Величину a_m можно рассчитать по результатам адсорбционных измерений (см. разд. 2.2) из данных изотерм адсорбции по уравнению Лэнгмюра (для мономолекулярной адсорбции) или по уравнению БЭТ (для полимолекулярной адсорбции) [43].

Уравнение Лэнгмюра в линейной форме имеет вид

$$\frac{P}{a} = \frac{1}{a_m K} + \frac{1}{a_m} P,$$

где a — адсорбция при равновесном давлении пара P ; K — константа адсорбционного равновесия. Построение зависимости P/a от P позволяет по углу наклона прямой и отсекаемому ею отрезку на оси ординат определить a_m и K .

Уравнение БЭТ в линейной форме имеет вид

$$\frac{P/P_s}{a(1 - P/P_s)} = \frac{1}{a_m C} + \frac{C - 1}{a_m C} \frac{P}{P_s},$$

где P_s — давление насыщенного пара; C — постоянная.

Определение a_m из уравнения БЭТ в области применимости этого уравнения (при P/P_s от 0,5 до 0,35) описано в разд. 2.3.

В расчетах ω_0 принимают гексагональную компактную упаковку адсорбированных молекул в монослой и определяют площадь молекул из выражения $\omega_0 = 1,531 v^{2/3}$, где v — мольный объем вещества (конденсированной фазы) в см³/моль. Анализ расчета ω_0 , проведенный Ю. И. Тарасевичем и Ф. Д. Овчаренко [43], показал значительные трудности в ее определении, поскольку площадь посадки молекулы меняется в зависимости от природы адсорбента. Так, для криптона ω_0 колеблется от 0,15 до 0,22 нм², для аргона — от 0,14 до 0,17 нм²; еще более значительны пределы изменения ω_0 для углеводородов и полярных веществ: для бензола от 0,25 до 0,19 нм², для метанола — от 0,15 до 0,28 нм², для воды — от 0,108 до 0,291 нм².

Кроме выражения (6.1) для определения S_0 используются также уравнения В. Д. Гаркинса и Г. Джуры, А. В. Киселева и др. [43].

Ф. Д. Овчаренко, Б. Пури, К. Мюрери считают, что емкость монослоя должна рассчитываться по адсорбции паров при относительном давлении пара в пределах от 0,49 до 0,53 (т. е. близко к влажности W_r воздушно-сухого образца). Это утверждение основывается на сравнительном анализе результатов, полученных различными адсорбционными методами и по теплоте смачивания.

Следует отметить, что все указанные адсорбционные способы (из паров и газов) имеют ограниченное применение. Так, величины S_0 , определяемые по адсорбции инертных газов и азота, а также паров неполярных веществ, дают сведения лишь о внешней поверхности адсорбентов, поскольку крупные молекулы этих веществ не могут проникать в ультрапоры и особенно во внутренние поры микроагрегатов и частиц минералов

с раздвижной кристаллической решеткой. Значения удельной поверхности, определенной по адсорбции полярных веществ, позволяют получить данные о полной удельной поверхности высокодисперсных полярных адсорбентов, в том числе и глинистых минералов с раздвижной кристаллической решеткой. Однако следует иметь в виду, что адсорбция полярных молекул в монослое происходит прежде всего на активных центрах, а не на всей геометрической поверхности адсорбента, и поэтому S_0 при этом характеризует в основном эффективную удельную поверхность активных центров. Кроме того, на величины S_0 минералов, участвующих в адсорбции из паров воды, существенно влияет гидратация обменных катионов. Обменные катионы также обуславливают число адсорбционных слоев (один — для Na-форм или два — для Ca-формы), проникающих внутрь кристаллов с раздвижной решеткой при малых заполнениях (в области a_m), а также на плотность упаковки молекул воды в межпакетном пространстве условного монослоя [13, 43].

При использовании второго вида методов (адсорбции из растворов) величина S_0 определяется по адсорбции органических веществ, которые, как правило, адсорбируются мономолекулярно на поверхности полярных адсорбентов.

Наиболее разработанным и достаточно простым является способ, основанный на адсорбции основного красителя метиленового голубого (МГ) из водного раствора, разработанный Л. И. Кульчицким [29]. Он заключается в том, что готовится 0,01 н. водный раствор красителя МГ ($C_{16}H_{18}N_3SCl \cdot 3H_2O$), для чего в 1 л горячей воды растворяют 3,74 г МГ и приливают пипеткой 50 мл этого раствора на 1 г грунта, помещенного в стеклянную колбочку. Суспензию взбалтывают и оставляют на ночь, после чего ее фильтруют через плотный фильтр. Первые 10 мл фильтрата отбрасывают, а из остального пипеткой отбирают 5 мл и переносят в колбу емкостью 500 мл, куда доливают дистиллированную воду до метки. Параллельно ведется контрольный опыт без навески грунта. Затем с помощью фотоэлектроколориметра (ФЭК-М или ФЭКН-57 и др.) определяют величины оптической плотности фильтратов (исходного и испытуемого). При этом рекомендуется пользоваться десятимиллиметровыми кюветами с синими фильтрами (для ФЭКН-57 — светофильтр № 3). Величину S_0 рассчитывают по формуле

$$S_0 = 5,72 \frac{K(D_1 - D_2)v}{g},$$

где $5,72 = N_{\omega_0} \cdot 10^{-5}$; K — коэффициент пропорциональности между D_1 , D_2 и концентрацией C красителя, учитывающий разбавление раствора, размер кювет, светофильтры (для ФЭК-М $K=4,96$; для ФЭКН-57 $K=6,16$); D_1 и D_2 — оптические плотности, соответственно, исходного раствора МГ и фильтрата, разбавленных в 100 раз; v — количество исходного раствора МГ (50 мл); g — масса навески грунта. Поскольку множитель

$K(D_1 - D_2)v/g$ характеризует емкость обмена грунта E_k относительно МГ, то в отдельных случаях допускается оценивать S_0 глинистых грунтов по формуле $S_0 = 5,72E_k$, где E_k — емкость обмена в мг-экв на 100 г грунта, определенная любым методом, поскольку значения E_k , измеренные по МГ, близки к величинам, полученным стандартными методами определения E_k (например, насыщением Ba^{2+}). Указанный способ характеризует активную удельную поверхность грунта; он может применяться и для определения всей удельной поверхности образца, содержащего минералы с раздвижной кристаллической решеткой (в случае Na-форм), поскольку проводится в водной среде, когда агрегаты частиц грунта достаточно диспергированы. Однако внутренние поверхности водопрочных микроагрегатов (Ca^{2+} , Fe^{3+} и других форм) оказываются недоступными для больших по размеру катионов МГ, и величины S_0 в этом случае оказываются заниженными.

Таким образом, величины S_0 , получаемые из адсорбционных данных, в значительной степени условны и зависят от природы адсорбата.

Фильтрационные методы. Метод стационарной фильтрации разреженного газа, предложенный Б. В. Дерягиным, позволяет определять внешнюю удельную поверхность дисперсных грунтов. Он основан на определении сопротивления, которое оказывает пористый грунт при фильтрации через него разреженного газа или воздуха при молекулярном (кнудсеновском) режиме течения, т. е. когда средняя длина пробега молекул газа между двумя соударениями намного больше максимального поперечника пор. Для определения S_0 используется специальная установка.

Метод нестационарной фильтрации разреженного газа, предложенный Г. Краусом и модифицированный Б. В. Дерягиным, дает возможность установить полную удельную поверхность грунта. Он основан на определении времени запаздывания — периода, требуемого для перехода от нестационарного течения газа через образец грунта к стационарному. Опыты проводят на специальной установке Б. В. Дерягина [27].

Метод капиллярной пропитки основывается на зависимости между скоростью капиллярного поднятия воды в образце дисперсного грунта (dl/dt) и внешней удельной поверхностью S_0' . Эта зависимость выражается формулой

$$\frac{l^2}{t} = 2k_{\Phi} \frac{S_0' \alpha}{n^2} \cos \theta,$$

где l — высота фронта пропитки за время t ; k_{Φ} — коэффициент фильтрации; α — поверхностное натяжение воды; n — пористость; θ — краевой угол смачивания. Метод разработан М. К. Мельниковой [27] и дает надежные результаты для супесчаных, пылеватых грунтов и почв, но не применим для высокодисперсных глинистых грунтов.

Расчетные и корреляционные методы. В ряде случаев (в основном для получения оценочных величин удельной поверхности грунтов) применимы расчетные и корреляционные методы, которые основываются на данных о фракционном составе, форме и размере частиц или на корреляции величины удельной поверхности грунта с другими показателями его свойств.

Расчет позволяет определить удельную поверхность глинистых минералов на основе их кристаллохимических формул. В этом случае рассчитывается геометрическая удельная поверхность весовой единицы определенного (чистого) глинистого минерала. Зная формульную массу M (в граммах) и площадь S элементарной ячейки, равную удвоенному произведению параметров ячейки a и b ($s=2ab$), и учитывая, что в M граммах минерала содержится $N=6,023 \cdot 10^{23}$ элементарных ячеек, можно вычислить геометрическую поверхность 1 г минерала глины по формуле $S_0=N2ab/M$.

Расчет по данным о фракционном составе позволяет определить удельную поверхность для частиц правильной геометрической формы (сферической, кубической, пластинчатой, цилиндрической и т. д.), если известны геометрические параметры элементарных частиц. Например, поверхность 1 г одинаковых частиц пластинчатой формы с параметрами a , b и c определяется следующим образом. Объем одной частицы равен $V=abc$, ее масса $m=\rho V$ (где ρ — плотность частицы). Число частиц пластинчатой формы, образовавшихся из 1 г их вещества, $N=1/m=1/abc\rho$. Поверхность одной частицы $s=2(ab+bc+ac)$. Тогда суммарная удельная поверхность частиц пластинчатой формы равна

$$S_0 = Ns = \frac{2(ab + bc + ac)}{\rho abc}.$$

Аналогично можно вычислять удельную поверхность для частиц другой правильной формы. Так, для сферических частиц (с радиусом r) $S_0=3/\rho r$, для кубических частиц (со стороной ребра a) $S_0=6/\rho a$ и т. д. Если грунт представляет собой полидисперсную систему из нескольких фракций, то вычисляют удельную поверхность для каждой фракции и, зная ее процентное содержание, определяют общую удельную поверхность грунта по формуле

$$S_0 = \frac{aS_1 + bS_2 + cS_3 + \dots + nS_x}{100},$$

где $S_1, S_2, S_3, \dots, S_x$ — удельная поверхность отдельных фракций; a, b, c, \dots, n — процентное содержание тех же фракций.

Как правило, расчетные методы определения S_0 по данным о фракционном составе используются для грунтов с небольшой степенью дисперсности (песчаных, гравийных и т. д.), и,

поскольку предполагают ряд допущений (например, отклонение частиц от правильной геометрической формы), то применяются в основном для ориентировочной оценки величины удельной поверхности.

Расчет по данным электронной микроскопии позволяет определить S_0' для глинистых минералов с жесткой кристаллической решеткой, образующих грунты только с вторичной пористостью. В этом случае определяют по три параметра (длину, ширину и высоту) для возможно большего числа кристаллов; полученные данные обрабатывают статистическими методами, а затем рассчитывают S_0' . Наиболее точные результаты этот метод дает для глинистых минералов с четкой огранкой микрокристаллов (каолинитов, палыгорскита и др.).

Расчет по теплоте смачивания «эффективной» удельной поверхности, предложенный А. В. Думанским и Ф. Д. Овчаренко, основан на корреляции между теплотой смачивания грунта Q и величиной удельной поверхности, которые связаны соотношением (исходя из допущения, что вся теплота смачивания обусловлена монослоем воды на поверхности) $S_0 = Q/q$, где Q — интегральная теплота смачивания грунта; q — полная поверхностная энергия воды ($q \approx 0,116$ Дж/м²). Метод дает лишь приблизительные величины удельной поверхности, поскольку отношение Q/q характеризует не удельную, а гипотетическую поверхность грунта, создаваемую наиболее активными адсорбционными центрами глин (в том числе обменными катионами) и существенно зависящую от гидратируемости последних.

6.5. ИЗУЧЕНИЕ ФОРМЫ И ХАРАКТЕРА ПОВЕРХНОСТИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Морфологические особенности структурных элементов дисперсных горных пород. К структурным элементам дисперсных горных пород относятся: первичные минеральные зерна, частицы и их ассоциации (микроагрегаты, агрегаты), включения в виде аутигенных минералов, обломков пород, фауны и флоры. Под морфологическими особенностями таких элементов понимают их размер, форму, а также характер поверхности.

Первичные минеральные зерна представлены обломками кварца, полевого шпата, слюды, а также других минералов и пород различной формы. Наиболее часто в дисперсных горных породах содержатся минеральные зерна песчаного (0,005—2 мм) и пылеватого (0,001—0,05) размера. Качественную оценку формы зерен дает их классификация по степени окатанности [24]: 1) окатанные; 2) хорошо окатанные; 3) полуокатанные; 4) неокатанные; 5) угловатые.

Наряду с формой частиц для определенных типов структурных элементов часто необходимо знать характер их поверхности, так как наличие мелких выбоин, ямок, шероховатостей зерен характеризует генезис породы и существенно влияет на ее

инженерно-геологические свойства. Как правило, характер поверхности зерен изменяется интенсивнее, чем их форма.

Существует много качественных классификаций видов поверхности песчаных зерен. Обычно выделяют поверхности:

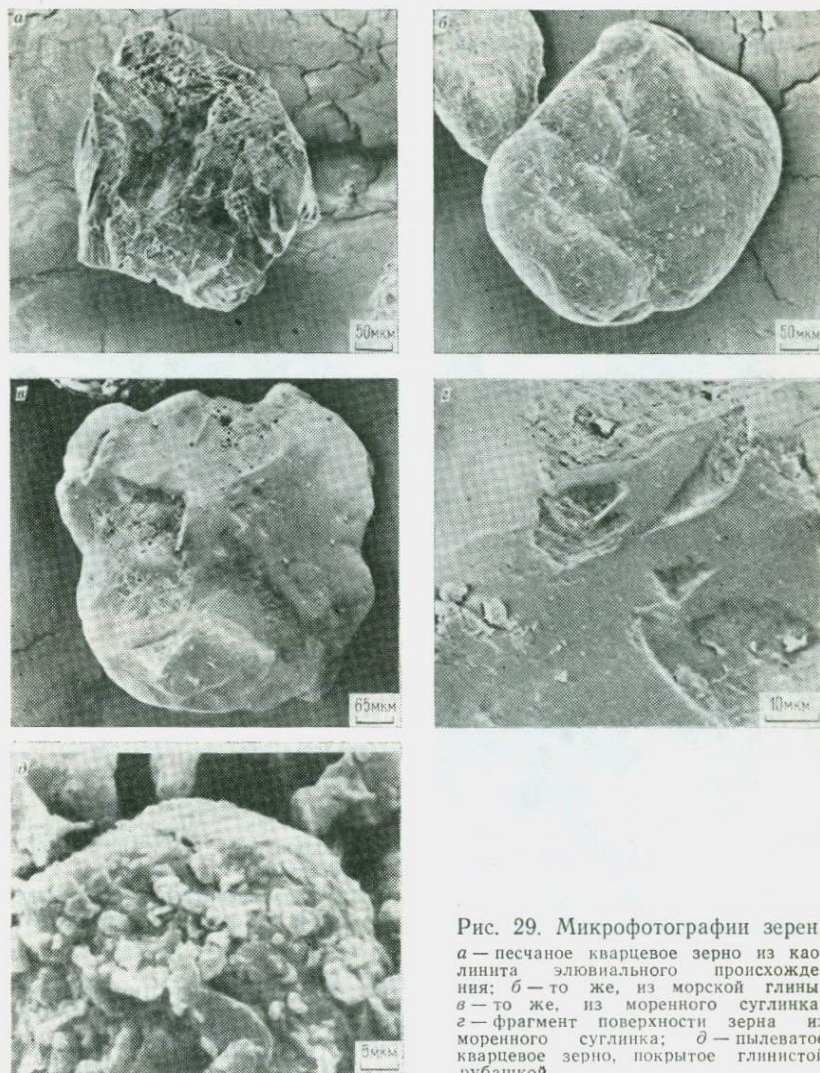


Рис. 29. Микрофотографии зерен:
 а — песчаное кварцевое зерно из каолинита элювиального происхождения;
 б — то же, из морской глины;
 в — то же, из моренного суглинка;
 г — фрагмент поверхности зерна из моренного суглинка; д — пылеватое кварцевое зерно, покрытое глинистой рубашкой

- 1) гладкую, типичную для зерен, длительное время переносимых водой;
- 2) ямчатую, формирующуюся вследствие сильных ударов зерен при быстром движении воды;
- 3) матовую, с многочисленными и очень мелкими ямками, характерную для зерен, переносимых ветром;
- 4) граненую, свойственную ненарушенным

кристаллам; 5) разъединенную, с неровностями, напоминающими следы травления.

Наибольший интерес представляют морфологические особенности кварцевых зерен, которые часто используют для выяснения условий осадконакопления. Так, на рис. 29, *а* изображено остроугольное зерно кварца с сильно корродированной поверхностью, выделенное из каолинита элювиального проис-

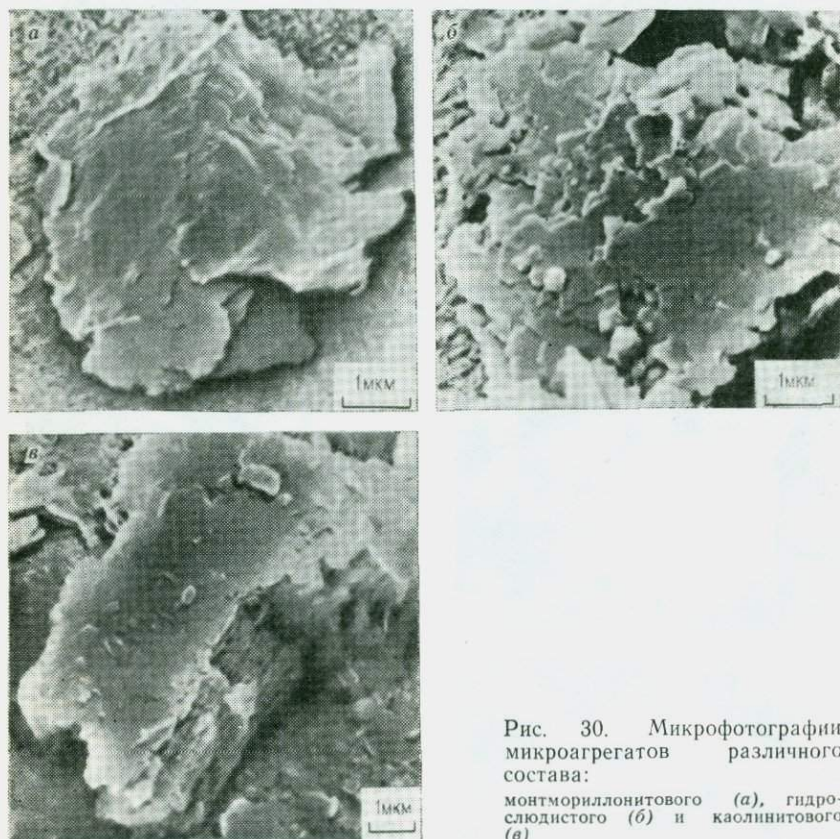


Рис. 30. Микрофотографии микроагрегатов различного состава:

монтмориллонитового (*а*), гидрослюдистого (*б*) и каолинитового (*в*)

хождения. На рис. 29, *б* показано хорошо окатанное зерно кварца из морской глины, а на рис. 29, *в*, *г* приведено полуокатанное кварцевое зерно из моренного суглинка с типичной ямчатой поверхностью. Помимо отмеченных особенностей в дисперсных породах часто встречаются песчаные и пылеватые зерна, поверхность которых покрыта глинистыми «рубашками» или тонкоколлоидными окисными пленками (см. рис. 29, *д*).

Первичные минеральные частицы обычно представлены частицами глинистых минералов размерами в микрометры и доли микрометров, имеющих пластинчатую, игольча-

тую или трубчатую форму. Морфологические особенности глинистых частиц различного минерального состава подробно описаны в разд. 1.2.

Микроагрегаты глинистых частиц во многом определяются минеральным составом и морфологией слагающих их частиц. Так, микроагрегаты монтмориллонитового и гидрослюдистого состава обычно имеют листообразную анизометричную форму и сложены тонкими глинистыми частицами, контактирующими базальными плоскостями (рис. 30, а, б). Диаметр микроагрегатов, как правило, не превышает 5 мкм. Микроагрегаты каолинитового состава чаще всего представлены изометричными доменоподобными структурами, сложен-

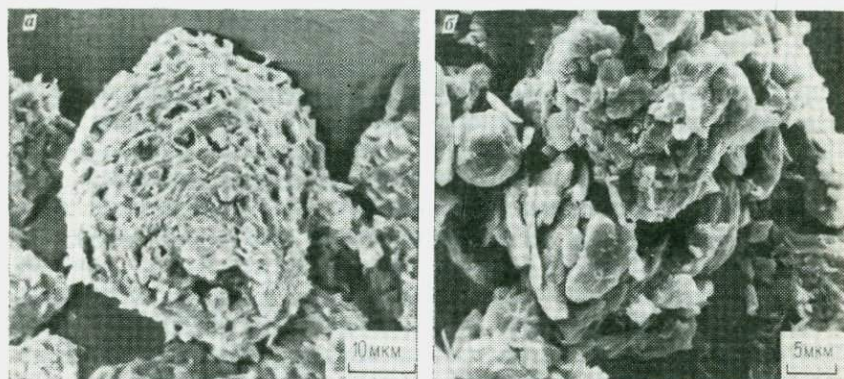


Рис. 31. Микрофотографии агрегатов:

а — из глинистых частиц в синей кембрийской глине; б — из глинисто-пылеватых частиц в лёссах

ными аксиально ориентированными каолинитовыми частицами (см. рис. 30, в). Размер подобных микроагрегатов может меняться от нескольких микрометров до десятков и даже сотен микрометров.

Крупные агрегаты глинистых частиц, а также глинисто-пылеватые агрегаты в лёссах обычно имеют изометричную, иногда немного вытянутую форму (рис. 31, а, б). Их размер может достигать нескольких десятков микрометров.

Наряду с описанными структурными элементами в дисперсных горных породах иногда встречаются включения в виде аутигенных минералов, обломков пород, фауны, флоры. Так, в глинах довольно часты находки тонкокристаллического пирита, микросталлов легкорастворимых солей, кальцита, гипса, а также фрагменты раковин фораминифер, скелетиков радиолярий, диатомей, кокколитофорид различной степени сохранности и диагностируемости.

Количественные показатели формы и характера поверхности структурных элементов. Форма структурных элементов

дисперсных пород может характеризоваться трехмерными или двухмерными (плоскостными) параметрами. В основе трехмерной классификации структурных элементов по форме лежит определение трех взаимно перпендикулярных параметров: длины A , ширины B и высоты C . С их помощью могут быть вычислены коэффициенты изометричности $K_{и} = (A + C)/2B$ и уплощенности $K_{у} = (A + B)/2C$.

Для песчаных зерен существует пятибалльная шкала оценки формы: 0 — совершенно не окатанные; 1 — слегка окатанные; 2 — со слегка сглаженными ребрами; 3 — хорошо окатанные; 4 — идеально окатанные [24]. В соответствии с ней может быть вычислен (в процентах) коэффициент окатанности

$$K_0 = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{\Sigma n} \cdot 25,$$

где 0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности; n_0, n_1, \dots, n_4 — число зерен с окатанностью данного балла; Σn — число измеренных зерен. Коэффициент окатанности песчаных зерен может изменяться от 0 у песка, все зерна которого имеют нулевой балл, до 100 % у песка, все зерна которого имеют 4 балла.

К числу двухмерных, или плоскостных, показателей относятся коэффициенты: 1) округленности (по Х. Уэдделлу) $Q = \Sigma r_i(NR)$ (где r_i — радиус кривизны отдельных углов контура зерна; N — число измеренных углов, R — радиус наибольшего круга, вписанного в контур зерна); 2) сферичность (по Н. Рилею) $P = \sqrt{d/D}$ (где d — диаметр окружности, вписанной в контуры зерна, D — диаметр круга, описанного вокруг зерна); 3) округлости (по Д. Коху) $K = 4\pi S/P^2$ (где S — площадь проекции зерна; P — периметр зерна). Чем ближе коэффициенты округлости и сферичности к единице, тем ближе контуры зерен к окружности.

В настоящее время все большее распространение приобретают количественные автоматические методы анализа формы и характера поверхности структурных элементов по их плоским изображениям, среди которых наиболее широко используется метод разложения функции, описывающей изображение контура зерна, в ряды Фурье.

Обычно вычисляются 30 гармоник Фурье-спектра P_{1-30} . В дальнейшем с помощью ЭВМ рассчитываются коэффициенты $P1, P2, P3, P4$, определяемые соответствующими гармониками Фурье-спектра. Так коэффициент $P1$ определяется гармониками с первой по десятую ($P1 = P_{1-10}$) и отражает форму зерен (отличие формы от круга). Коэффициенты $P2, P3, P4$ дают количественную оценку характера поверхности. Так, коэффициент $P2 = P_{11-20}$ отражает относительную величину крупных неровностей (число неровностей принимается от 11 до 20 по кругу). Коэффициент $P3 = P_{21-30}$ отражает относительную величину мелкой шероховатости, а $P4 = P_{11-30}$ определяет среднюю величину шероховатости поверхности.

Методы и методика изучения формы и характера поверхности структурных элементов. Изучение структурных элементов проводится в следующих типах дисперсных горных пород: крупнообломочных, песчано-глинистых и лёссах. Структурные элементы крупнообломочных пород, имеющие размеры более 2 мм, обычно исследуются визуально (макроскопически) в полевых условиях.

Для изучения формы и характера поверхности структурных элементов в песчано-глинистых и лёссовых породах применяются прямые (оптический и электронно-микроскопический) и косвенные (вибросепарация, истечение из воронки и т. д.) методы.

Исследования с помощью оптического и электронного микроскопов заключаются в фотографировании соответствующих структурных элементов и дальнейшей обработке их изображения вручную или с применением специальных автоматических устройств, позволяющих определить размеры, а также показатели формы и характера поверхности частиц, микроагрегатов и т. д. Полученные показатели обрабатывают статистически и находят их средние значения.

С помощью косвенных методов изучаются такие показатели, как способность к вибросепарации, скорость истечения из воронки, прочность на сдвиг, вязкость, которые, в свою очередь, тесно связаны с морфологическими особенностями структурных элементов, слагающих дисперсную породу.

Следует отметить, что достоверную информацию о форме и характере структурных элементов, необходимую для правильной оценки природы свойств дисперсных пород, можно получить только с помощью прямых методов.

Изучение формы и характера поверхности структурных элементов в зависимости от целей исследования и размера элементов проводится с применением оптического или электронного микроскопов. Так, наиболее крупные песчаные зерна, обломки и агрегаты частиц могут быть исследованы с помощью поляризационных (МИН-8, МП-6, МП-8) или бинокулярных (МБС-1 или МБС-2) микроскопов, оснащенных специальными насадками. Для удобства анализа размера и формы зерен с помощью этих микроскопов обычно используют окуляр 8х, оснащенный измерительной шкалой. При определении коэффициентов сферичности и окатанности можно пользоваться специальной линейкой с нанесенными на ней последовательно увеличивающимися окружностями. Форму и характер поверхности изучают на предварительно фракционированных структурных элементах (песчаных и пылеватых зернах, микроагрегатах частиц).

Существуют различные рекомендации по выбору числа зерен для получения представительных результатов. Как правило, оно составляет 50—100 зерен. Минимальное число структурных элементов (например, песчаных зерен), дающее реаль-

ное представление о форме, многими исследователями принимается равным 30.

При работе с оптическим микроскопом структурные элементы могут быть свободно рассыпаны на предметном стекле или фиксироваться на нем с помощью клея, смолы и т. д.

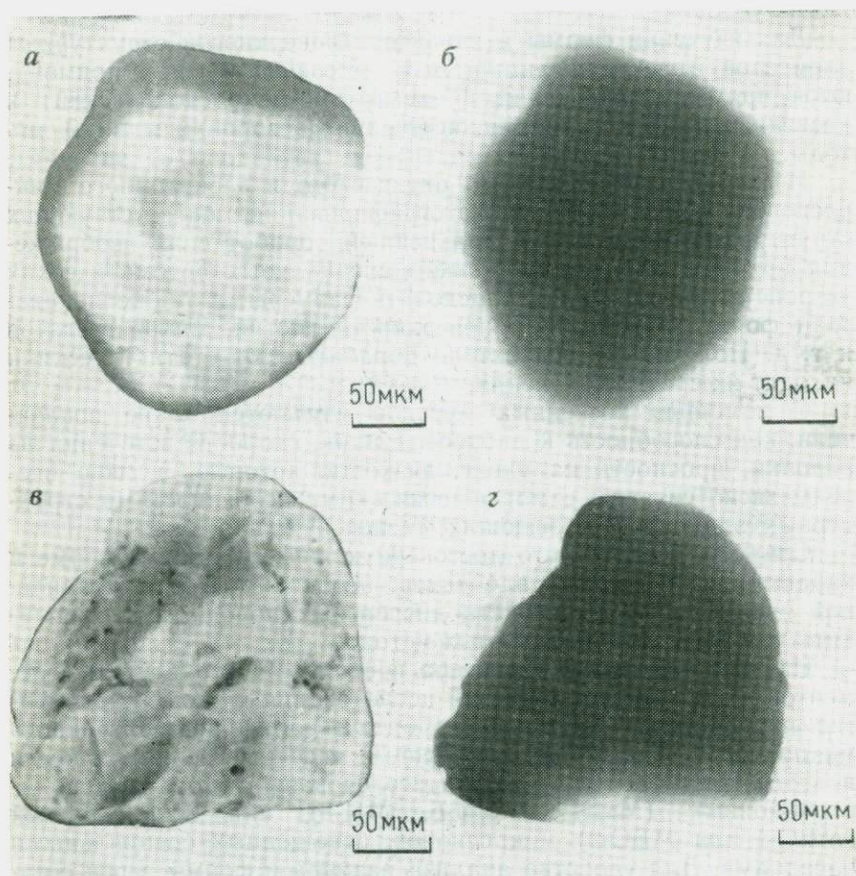


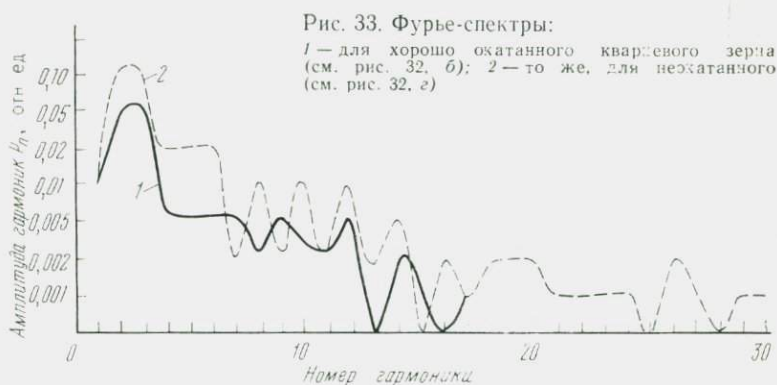
Рис. 32. Микрофотографии кварцевых зерен:

а — изображение хорошо окатанного зерна песка озерно-аллювиального генезиса во вторичных электронах; *б* — контрастное изображение в просвечивающем режиме; *в* — изображение неокатанного зерна песка морского генезиса во вторичных электронах; *г* — контрастное изображение в просвечивающем режиме

В дальнейшем производят расчет показателей формы, окатанности или дают их качественное описание по сопоставлению со специальными эталонными изображениями (трафаретами) [23, 24].

Для количественного анализа формы и характера поверхности структурных элементов с помощью Фурье-спектра можно

использовать комплекс «электронный (оптический) микроскоп — микро-ЭВМ». С этой целью при помощи микроскопа получают контрастное изображение (контур) изучаемого структурного элемента (рис. 32), которое оцифровывается и подается через интерфейс на ЭВМ, где производится его математическая обработка и расчет коэффициентов $P1, 2, 3, 4$. На рис. 33 приведен пример количественного автоматического Фурье-анализа формы и характера поверхности кварцевых зерен с помощью комплекса «РЭМ — микро-ЭВМ». Из данных анализа видно, что Фурье-спектр хорошо окатанного кварцевого зерна озерно-аллювиального генезиса содержит большее число низших Фурье-компонентов, в то время как для зерна плохо



обработанного морского песка угловатой формы происходит возрастание более высоких (до 20) компонентов спектра.

Наиболее мелкие структурные элементы (глинистые частицы, их микроагрегаты, а также глинисто-пылеватые микроагрегаты) изучаются в просвечивающем (ПЭМ) или растровом (РЭМ) электронном микроскопе.

Размер и форма глинистых частиц исследуется с помощью ПЭМ, при этом препарат готовится по методу суспензий (см. разд. 12).

Изучение крупных глинистых частиц, их микроагрегатов и тонких пылеватых зерен проводится с помощью РЭМ в режиме вторичной электронной эмиссии. С этой целью образец породы диспергируют по методу подготовки к микроагрегатному анализу (см. разд. 6.3), после чего пипеткой отбирают пробы, содержащие структурные элементы определенной дисперсности. Каплю разбавленной суспензии из каждой пробы наносят на столик-подложку и подсушивают под стеклянным колпаком. В результате получают препарат, содержащий объемные микроагрегаты и пылеватые зерна, зафиксированные адгезионными силами на поверхности смотрового столика.

Иную подготовку рекомендуется проводить при изучении строения сложных глинисто-пылеватых агрегатов, выделенных из лёссов. Для снятия глинистых «рубашек» с поверхности глобулярных агрегатов глинистые частицы отмучивают в присутствии иона Na^+ . Кальцитовая оболочка с поверхности кварцевых зерен снимается путем их обработки 20 %-ной HCl , а кварцевое ядро растворяют при кипячении зерен в концентрированном растворе KOH . Затем структурные элементы фиксируют на смотровом столике и изучают в РЭМ. Для повышения качества получаемого изображения и снятия эффектов зарядки на поверхность структурных элементов способом вакуумного напыления наносится тонкий (15—20 нм) слой благородного металла. Чтобы получить неискаженную форму образцов, их рекомендуется располагать практически нормально к исследовательскому зонду РЭМ.

Результатом исследования являются полутоновые электронно-микроскопические изображения структурных элементов, размер, форма и характер поверхности которых могут быть оценены качественно или с помощью рассмотренных выше показателей. В настоящее время все большее применение находят методы автоматического количественного морфологического анализа электронно-микроскопических изображений с помощью разнообразных анализаторов изображений, а также по специальным программам на ЭВМ с большим объемом памяти. В качестве примера можно привести анализатор изображения типа «Квантимет», анализатор текстур фирмы «Лейтц» (ФРГ) и др.

6.6. ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ

К числу морфологических особенностей структуры относятся: размер, форма и характер поверхности различных структурных элементов, типы контактов между ними, степень уплотненности, характер порового пространства. Изучение этих особенностей имеет важное теоретическое и практическое значение, так как они во многом определяют инженерно-геологические свойства дисперсных горных пород [7].

При изучении структуры дисперсных пород можно выделить три уровня исследования: макро-, мезо- и микроуровень. В первом случае макроскопически изучают наблюдаемые невооруженным глазом особенности строения породы (наличие песчаных и гравийных зерен, песчано-глинистых и пылевато-глинистых крупных агрегатов, крупных обломков пород, отделившихся, пор, трещин, включений солей, фауны и т. д.). Существует классификация макроструктур, принятая в грунтоведении [7] и используемая преимущественно при полевом описании дисперсных пород в обнажениях, монолитах и т. д. Наименьшие размеры макроструктурных элементов ограничи-

ваются разрешающей способностью человеческого глаза и составляют около 0,3 мм.

Для мезо- и микроуровня характерно изучение структуры с помощью специальных устройств, повышающих разрешающую способность человеческого зрения и позволяющих исследовать такие структурные элементы, как первичные тонкодисперсные минеральные частицы, микроагрегаты, агрегаты, тип контактов между ними и характер сформированного порового пространства, наличие микротрещин, а также многочисленные микровключения. Обычно с этой целью используют лупы, оптические и электронные микроскопы.

Ниже будут рассмотрены морфологические особенности мезо- и микроструктуры дисперсных горных пород.

Подготовка образцов. Морфологические особенности мезо- и микроструктуры изучают на специально подготовленных образцах. Основной трудностью этих исследований является необходимость высушивания образца для анализа. Как известно, сушка большинства дисперсных пород, особенно таких, как слабо- и среднелитифицированные глины, лёссы, сопровождается их сильной усадкой и, соответственно, нарушением микроструктуры. С целью предотвращения таких нарушений при высушивании пород применяется ряд методик, среди которых наиболее распространенными являются: пропитка влажных образцов различными полимерами, сушка замещением поровой жидкости раствором с малым поверхностным натяжением, вакуумная морозная сушка. Для высоколитифицированных глин (аргиллитов, песчаников), практически не дающих усадку при высушивании, можно использовать сушку на воздухе или термостате.

Пропитка влажных образцов обычно используется для изготовления шлифов, аншлифов и ультратонких срезов. Сущность ее заключается в замещении поровой влаги специальным раствором (полимером, смолой), который в дальнейшем затвердевает и прочно фиксирует структуру породы. Иногда перед насыщением породы полимером требуется заместить поровую влагу ацетоном. Для пропитки глинистых грунтов обычно используют раствор канифоли в ксилоле, канадский бальзам, желатин, аралдит, карбовакс 6000 (полиэтиленгликоль), вестапал, эпон и т. д.

Сушка замещением основана на замене поровой влаги жидкостью с малым поверхностным натяжением, что позволяет существенно снизить объемную усадку породы при высушивании. Для насыщения можно использовать метиловый спирт, ацетон, эфир, изопентан, глицерин, полиэтиленгликоль 400. Наиболее часто применяют ацетон, поверхностное натяжение которого составляет $2,37 \times 10^{-2}$ Н/м, что приблизительно в три раза меньше, чем у воды ($7,27 \times 10^{-2}$ Н/м). Замещение поровой влаги проводят последовательным насыщением образца растворами ацетона в воде с постепенно возрастающей концен-

трацией. Сначала берется 5 %-ный раствор ацетона, затем 25-, 50-, 75- и 100 %-ный. Полностью насыщенные ацетоном образцы постепенно высушивают на воздухе.

Вакуумная морозная сушка преимущественно используется для подготовки образцов к электронно-микроскопическим исследованиям микроструктуры [31]. Метод основан на быстром замораживании влажного образца и последующей сублимации в вакууме. При быстром замораживании имеющаяся в порах образца влага, не успев раскристаллизоваться, переходит в аморфный лед. Такой переход не сопровождается объемным расширением образующейся фазы и не вызывает деформации образца.

Более равномерно и быстро образцы замораживаются в таких низкотемпературных инертных жидкостях, как пентан, изопентан, пропан. Замороженные образцы обезвоживаются путем сублимации замерзшей влаги в вакууме (давление $1,33 \times (10^{-2} - 10^{-3})$ Па) и при температуре минус 50 °С, исключая возможность рекристаллизации аморфного льда во время сублимации. Размер образцов для вакуумной морозной сушки не должен превышать по толщине 4 мм и в диаметре 15 мм, так как образцы более крупного размера обычно полностью не промораживаются.

Реализация метода вакуумной морозной сушки возможна как на стандартном, так и на самостоятельно изготовленном оборудовании. С этой целью можно использовать усовершенствованные вакуумные напылительные посты ЭВП-2 и ВУП-2К. Выпускаемые в настоящее время отечественной промышленностью приборы типа ВУП-4 позволяют охлаждать образцы до температуры -150 °С и имеют рабочий вакуум до $6,67 \cdot 10^{-4}$ Па.

После высушивания дальнейшая подготовка образцов сводится к изготовлению шлифов, аншлифов, ультратонких срезов, получению свежих сколов или плоских поверхностей, а также изготовлению с них реплик [23, 40]. Необходимо отметить новые возможности получения ультратонких сечений способом ионного утонения, когда образец толщиной 5—10 нм может быть получен за счет бомбардировки предварительно изготовленного шлифа пропитанной породы ускоренными ионами аргона (Ar^+). Скорость подобной обработки около 1 мкм в час. Этот метод имеет большие преимущества перед методом ультратонких срезов, так как гарантирует получение сечения образца практически любой толщины без какого-либо его разрушения.

Рассмотрим более подробно методику подготовки образцов к изучению в растровом электронном микроскопе. При структурных исследованиях с помощью РЭМ изучают скол породы или специально подготовленную плоскую поверхность. Как правило, скол используют для изучения достаточно прочных дисперсных пород (высоколитифицированные глины, ар-

гиллиты, песчаники, опоки). В этом случае скол породы получают с помощью разлома образца, имеющего посередине проточенную «шейку». Свежий скол также можно получить с помощью специальных кусачек, лезвия ножа и т. д. Преимуществом этого метода является простота подготовки поверхности исследования, а к недостаткам следует отнести сильно расчлененный микрорельеф получаемой поверхности, что часто затрудняет фокусировку получаемых РЭМ изображений. Кроме того, на поверхности скола обычно содержатся многочисленные смещенные частицы и их микроагрегаты, прочно удерживаемые адгезионными, преимущественно трибоэлектризационными силами. Среди эффективных способов очистки поверхности скола следует отметить обдувание его сжатым воздухом, азотом, а также очистку с помощью поднесения к поверхности образца заряженной эбонитовой палочки. Последний способ очень прост и дает хорошие результаты.

Для слабо- и среднелитифицированных глин, а также других не очень прочных дисперсных пород (мела, лёссов, трепелов) успешно применяется обработка изучаемой поверхности с помощью наждачной бумаги с постепенно уменьшающейся зернистостью абразива от 200 до 10 мкм и последующей очисткой ее адгезионной (клеякой) лентой. На всех стадиях обработки необходим контроль подготавливаемой поверхности с помощью бинокулярного микроскопа.

Образец с подготовленной тем или иным способом поверхностью приклеивают электропроводным клеем к смотровому столику, после чего на него с помощью вакуумного напыления в установках ВУП-2К, ВУП-4 наносится тонкая (несколько манометров) углеродная пленка, а затем пленка благородного металла, (обычно золота) толщиной около 10—20 нм. Эта операция проводится с целью устранения эффектов зарядки поверхности при ее изучении в РЭМ, а также для улучшения качества изображения (яркости и контрастности) за счет повышения коэффициента вторичной эмиссии.

Последовательность операций при подготовке образцов дисперсных горных пород к мезо- и микроструктурным исследованиям может быть выражена с помощью схемы, приведенной на рис. 34.

Изучение морфологических особенностей мезо- и микроструктуры дисперсных пород. Оптический метод исследования морфологических особенностей мезоструктуры заключается в изучении с помощью бинокулярного (тип МБС) или поляризационного (тип МИН, МП) микроскопов свежих сколов, аншлифов или шлифов дисперсных пород. Небольшие увеличения (до 300 раз) оптических микроскопов позволяют исследовать размер, форму, тип контактов таких структурных элементов, как песчаные и пылеватые зерна, глинисто-пылеватые и песчано-глинистые агрегаты, а также характер образованных ими пор и наличие трещин [23, 45].

Электронно-микроскопический метод исследования морфологических особенностей микроструктуры включает изучение реплик, ультратонких срезов и ультратонких сечений с помощью просвечивающего электронного микроскопа и поверхности массивных образцов в растровом электронном микроскопе. Обладая большой разрешающей способностью, метод является единственным при изучении морфологических

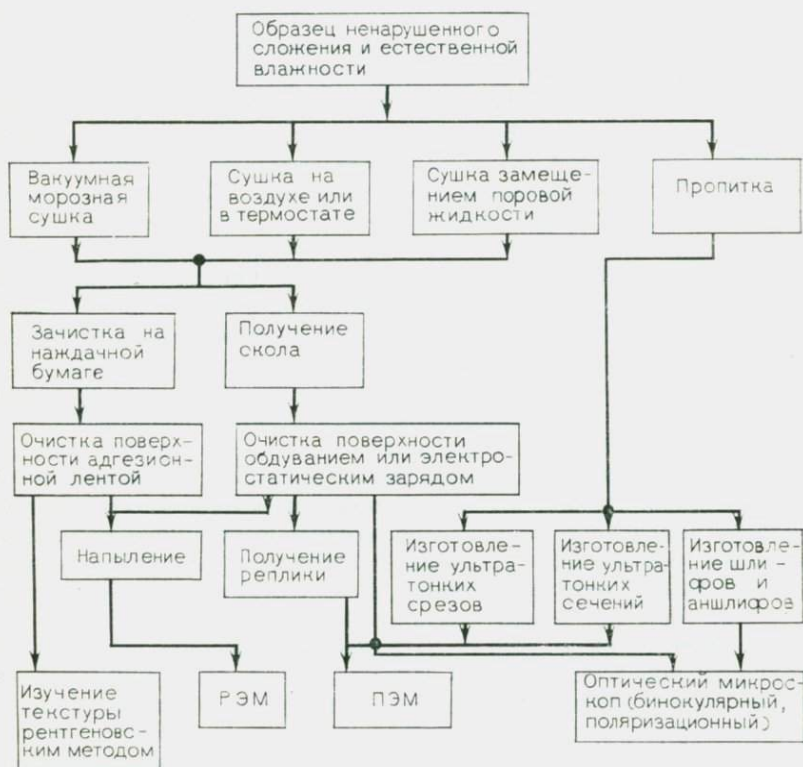


Рис. 34. Схема подготовки образцов к мезо- и микроструктурным исследованиям

особенностей микроструктуры таких тонкодисперсных пород, как глины, лёссы, мел, опоки.

Сравнивая возможности методов просвечивающей и растровой электронной микроскопии, можно отметить, что ПЭМ имеет более ограниченное применение для микроструктурных исследований. Во-первых, он требует сложной и дорогостоящей подготовки образцов (изготовление реплик, ультратонких срезов, ультратонких сечений), во-вторых, получаемую информацию часто трудно интерпретировать вследствие недостаточно точного копирования микрорельефа поверхности образца реп-

ликой и неоднозначной трактовки морфологических особенностей самой реплики, а также трудности получения ненарушенной структуры пород в ультратонких срезах. Несмотря на эти недостатки, вследствие большей распространенности ПЭМ этот метод до настоящего времени широко используется [23, 40]. Существуют классификации микроструктур дисперсных пород, построенные на основе изучения реплик.

Метод РЭМ, хотя и имеет меньшую по сравнению с ПЭМ разрешающую способность (около 6 нм), незаменим при изучении морфологических особенностей микростроения дисперсных пород. Он обладает очень большой глубиной фокуса, как минимум на три десятичных порядка превосходящей глубину фокуса оптического микроскопа, позволяет получать полутонное изображение микроструктуры, которое человеческий глаз воспринимает как объемное. Кроме того, с помощью РЭМ можно проводить стереоскопическую съемку отдельных участков микроструктуры образца и давать ее точную количественную интерпретацию (размер и форму структурных элементов, глубину пор и т. д.).

В основе работы РЭМ положен телевизионный принцип развертки тонко сфокусированного электронного пучка в растр по поверхности образца. Информацию о морфологии микро-рельефа образца получают за счет детектирования вторичных электронов, чья энергия пропорциональна углу наклона элемента поверхности, из которого они вылетают. Увеличения РЭМ определяются соотношением амплитуд развертки луча по экрану прибора и на образце.

При изучении микроструктуры с помощью РЭМ при малых увеличениях (100—200 раз) сначала просматривают весь образец и выбирают для съемки два-три наиболее характерных участка микроструктуры. Каждый участок обычно исследуют при нескольких увеличениях. Исследуется общая картина распределения структурных элементов в пространстве, межмикроагрегатная и межзернистая пористость, а также включения пылеватых и песчаных зерен. Чтобы избежать искажения формы структурных элементов и пор, образец желательно помещать почти нормально к электронному зонду. При больших увеличениях (5000, 10 000 и более раз) изучают тонкие детали микростроения (размер и форму глинистых частиц, их межзернистую пористость, включения органических остатков, микрокристаллов солей и рудных минералов).

Как правило, выбранные участки фотографируют, а получаемые фотографии используют для морфологического описания изучаемой микроструктуры. По фотографии можно проводить и количественный морфологический анализ микростроения. Для этого используют специальные автоматические устройства типа «Квантимет», анализатор текстур фирмы «Лейтц» (ФРГ) и др. Принципы количественного анализа РЭМ изображений будут даны ниже.

РЭМ, оснащенные анализаторами изображений, могут выполнять количественный автоматический анализ микроструктуры непосредственно с экрана микроскопа практически мгновенно.

Морфологические особенности мезо- и микроструктур дисперсных горных пород. Изучение морфологических особенностей мезо- и микроструктур предусматривает исследование пространственной структурной сетки и порового пространства

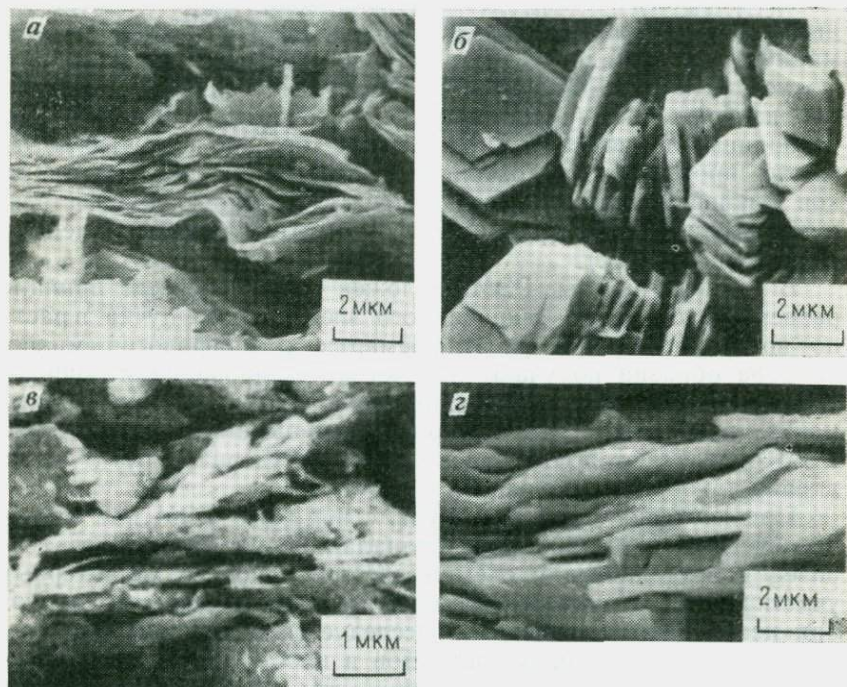


Рис. 35. Фотографии контактов типа базис—базис:

а — в гидрослюдястом микроагрегате; б — в каолинитовом микроагрегате; в — в ленточной глине; г — в глинистом сланце

породы, образующихся в результате взаимодействия структурных элементов.

Типы контактов. Взаимодействие элементов в структуре идет с образованием нескольких морфологических типов контактов. Тип контактов определяется многими причинами: минеральным и гранулометрическим составом дисперсной породы, физико-химическими условиями осадконакопления и постгенетическими преобразованиями породы. Выделяют три морфологические разновидности контактов: базис—базис, базис—скол, скол—скол [31].

Контакты типа базис — базис обычно характерны для внутреннего строения микроагрегатов (рис. 35, *a*, *б*). Наиболее часто они встречаются в доменоподобных каолинитовых микроагрегатах (см. рис. 35, *б*). Кроме того, контакты этого типа наблюдаются между микроагрегатами в дисперсных породах с ориентированной текстурой (ленточные глины, высоколитифицированные, сильно уплотненные глины и глинистые сланцы, см. рис. 35, *в*, *г*).

Контакты типа базис — скол встречаются у молодых глинистых осадков, илов и слаболитифицированных глин. Они мо-

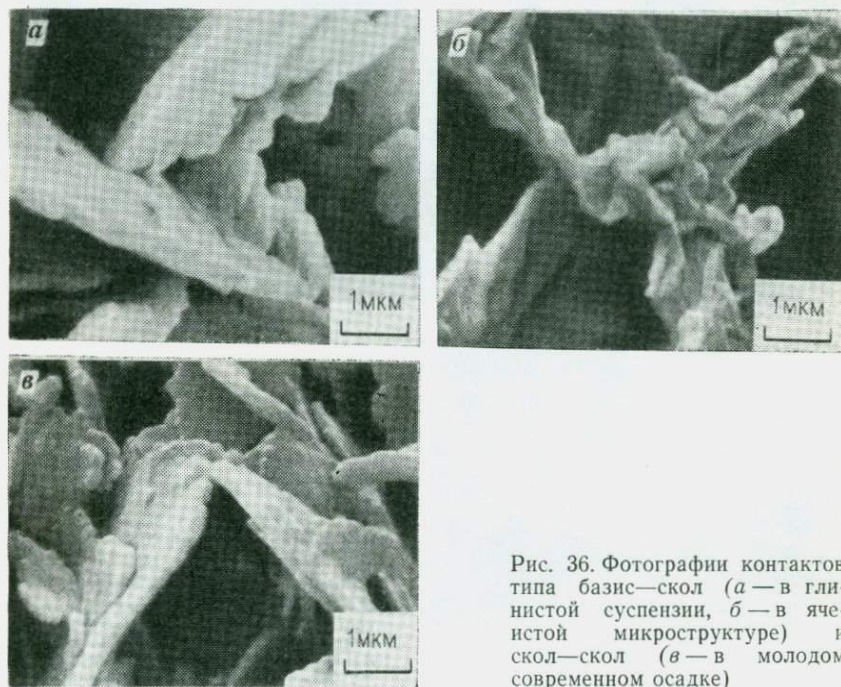


Рис. 36. Фотографии контактов типа базис—скол (*a* — в глинистой суспензии, *б* — в ячеистой микроструктуре) и скол—скол (*в* — в молодом современном осадке)

гут формироваться в результате коагуляции глинистых частиц и их микроагрегатов, а также при набухании уплотненных глин и, как правило, формируют ячеистую микроструктуру (рис. 36, *a*, *б*).

Контакты типа скол — скол в силу своего неустойчивого энергетического состояния в дисперсных породах встречаются достаточно редко и характерны, так же как и контакты базис — скол, для современных осадков и слаболитифицированных глин, обладающих ячеистой структурой (см. рис. 36, *в*).

В самостоятельную морфологическую группу можно выделить контакты между глинистыми частицами или их микроагрегатами и песчаными и пылеватыми зернами. В зависимости

от минерального состава и физико-химических условий осадко-накопления возможны контакты между базальными поверхностями частиц (микроагрегатов) и поверхностью песчаного (пылеватого) зерна с образованием так называемых глинистых «рубашек» (рис. 37, а), а также контакт скола частицы и поверхности зерна (см. рис. 37, б). Описанные контакты, как правило, играют роль связующих мостиков между пылеватыми и песчаными зёрнами, причем первый из них характерен для

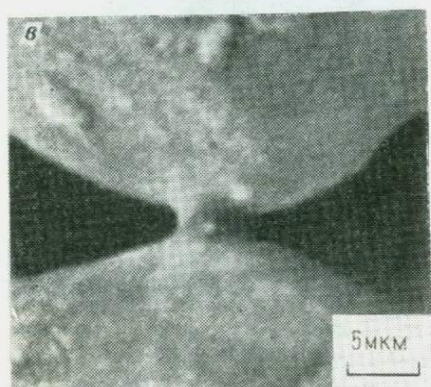
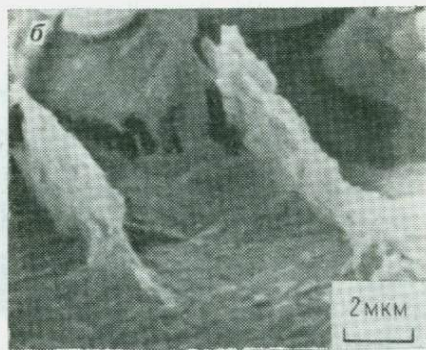
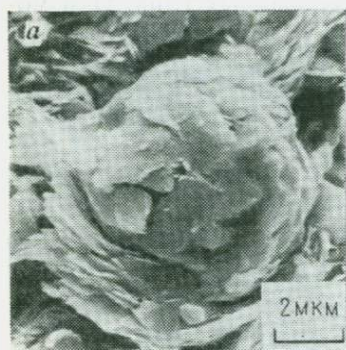


Рис. 37. Фотографии контактов между глинистыми и песчано-пылеватыми частицами:

а — глинистая рубашка на поверхности пылевой частицы; б — контакт скола каолининовой частицы и поверхности песчаного кварцевого зерна; в — цементационный солевой контакт между пылеватыми частицами в лёссах

пород легкого суглинистого и супесчаного состава, а второй — для тиксотропных разновидностей дисперсных пород.

В лёссах, песчаниках и сильно засоленных породах между песчаными и пылеватыми зёрнами часто встречаются контакты-мостики, напоминающие капиллярные мениски и выполненные различными цементирующими веществами (солями, гипсом, окислами железа, органикой и т. д.) (см. рис. 37, в).

Поры. Характер порового пространства является важной характеристикой структуры и во многом определяет прочностное и деформационное поведение дисперсной породы. Существуют различные классификации порового пространства, в ос-

нову которых положены размер, форма пор, а также генезис пород [7, 23].

По форме выделяются следующие виды пор: 1) изометричные, у которых два наиболее различающихся по размеру диаметра отличаются друг от друга не более чем в 1,5 раза (размер поры характеризуется средним диаметром); 2) анизометричные, у которых два наиболее различающихся диаметра отличаются друг от друга в пределах от 1,5 до 10 раз (в качестве размера пор указываются ширина и длина, в некоторых случаях возможно указание только средней ширины); 3) щелевидные, у которых отношение между двумя наиболее различающимися сечениями более 10 (при описании поры указывается только средняя ширина).

При подразделении изометричных пор по размеру учитывается средний диаметр, а анизометричных и щелевидных — ширина. При этом у дисперсных горных пород по размеру выделяются [7]: 1) ультрапоры (0,1 мкм), полностью перекрытые связанной водой; 2) микропоры (0,1—10 мкм), в которых возможно капиллярное поднятие и фильтрация при некотором градиенте напора; 3) мезопоры (10 мкм—1 мм), по которым возможно движение свободной гравитационной воды; 4) макропоры (более 1 мм).

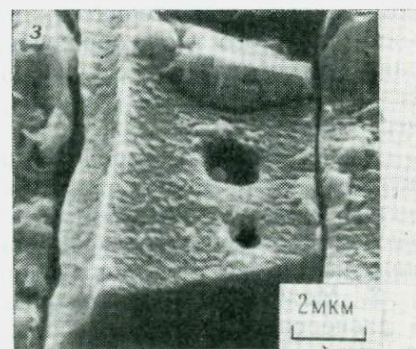
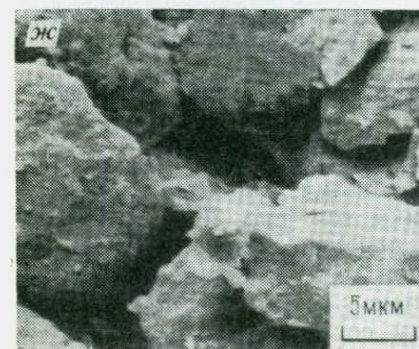
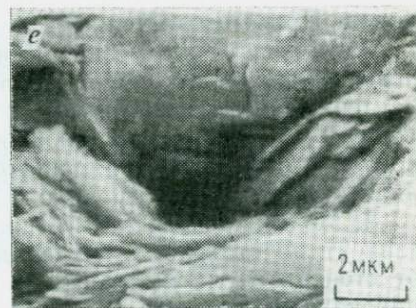
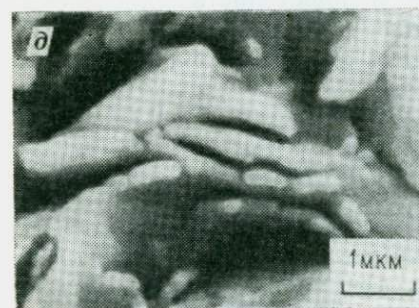
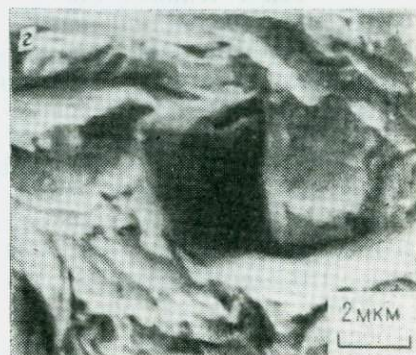
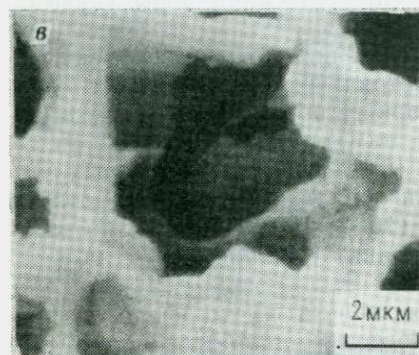
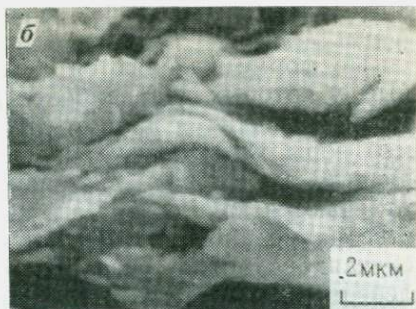
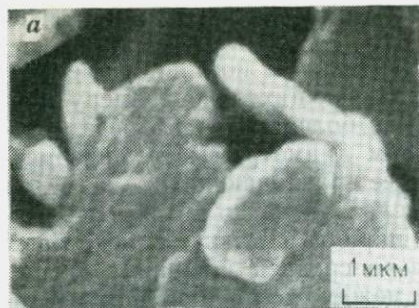
Учет характера образования пор и их морфологических особенностей (форма, размер) позволяет наиболее полно охарактеризовать структуру порового пространства дисперсных пород. При этом выделяют следующие виды пор.

1. Межчастичные (внутримикроагрегатные) поры для дисперсных глинистых пород каолинитового состава, которые характеризуются изометричной формой с диаметром 0,2—0,4 мкм (рис. 38, а), в то время как для глин гидрослюдистого смешаннослойного и монтмориллонитового состава характерны щелевидные поры шириной около 0,1 мкм (см. рис. 38, б).

2. Межмикроагрегатные поры, микроморфология которых зависит не столько от минерального состава породы, сколько от степени ее литификации. Так, для молодых слабо литифицированных осадков водного генезиса различного минерального состава характерна открытая межмикроагрегатная пористость ячеистого типа, образующаяся в результате взаимодействия листообразных и уплощенных микроагрегатов по типу базис—скол (см. рис. 38, в). Диаметр пор может достигать нескольких микрометров.

Для глинистых пород средней степени литификации, сложенных изометричными микроагрегатами, характерны изометричные поры с диаметром 1—2 мкм (см. рис. 38, г). Породам высокой степени литификации присущи узкие щелевидные межмикроагрегатные поры шириной до 0,5 мкм (см. рис. 38, д).

3. Межмикроагрегатно-зернистые поры, встречающиеся в дисперсных породах с большим содержанием пылеватых и песчаных зерен и обычно характеризующиеся изометричной



формой с размерами до нескольких микрометров (см. рис. 38, *е*).

4. Межзернистые поры, характерные для дисперсных пород с высоким содержанием песчаных и пылеватых зерен (суглинки, супеси), отличаются изометричной формой и размером от нескольких микрометров до нескольких десятков микрометров (см. рис. 38, *ж*).

5. Внутризернистые поры, свойственные песчаным и пылеватым зернам преимущественно карбонатного состава. Обычно это изометричные поры с диаметром в несколько микрометров, образующиеся в результате процессов выщелачивания (см. рис. 38, *з*).

Морфологическая классификация микроструктур глинистых пород. Существует много классификаций структур дисперсных пород (А. К. Ларионова, И. В. Хворовой и А. Л. Дмитрик, Г. Г. Ильинской). Наиболее детально среди них разработана морфологическая классификация микроструктур глинистых пород [31].

Среди глинистых пород осадочного происхождения различного возраста и степени литификации выделяются пять основных типов микроструктур: ячеистая, скелетная, матричная, турбулентная и ламинарная. Модели этих микроструктур приведены на рис. 39.

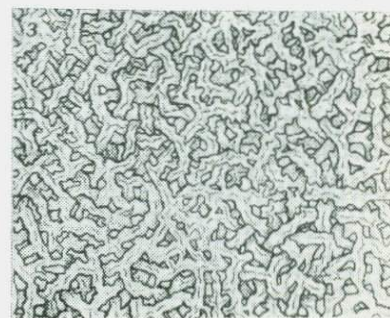
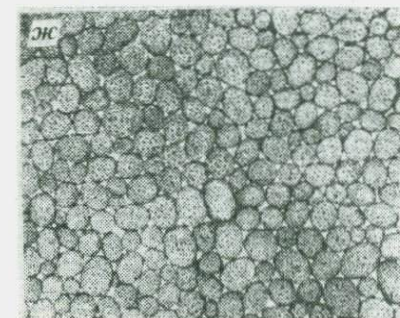
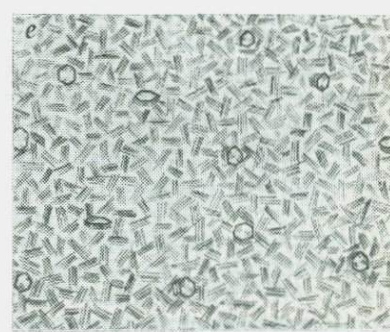
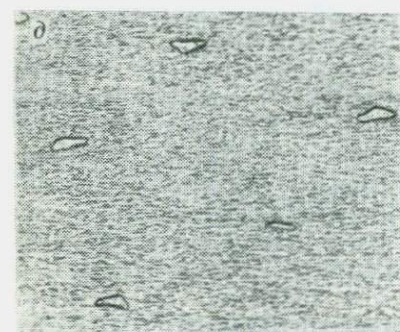
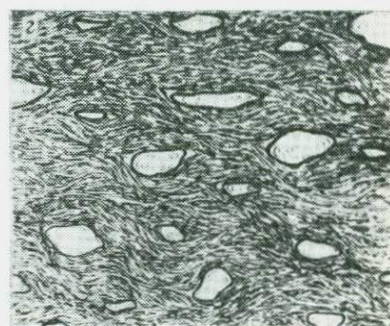
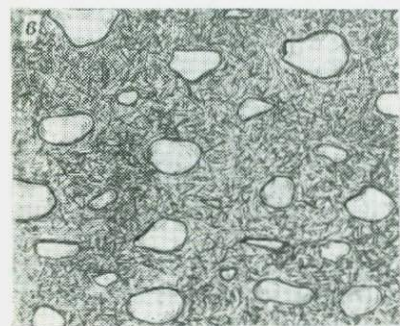
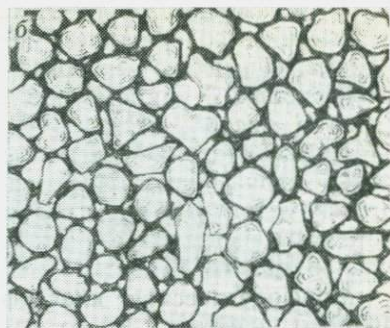
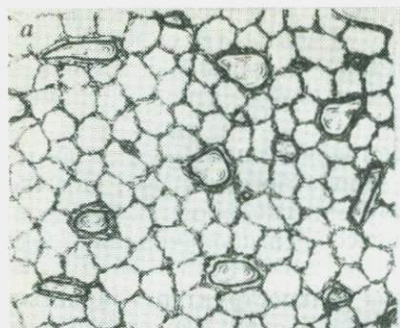
Ячеистая микроструктура (см. рис. 39, *а*) характеризуется наличием изометричных открытых ячеек, стенки которых сложены микроагрегатами, взаимодействующими по типу базис — базис и базис — скол с образованием дальних и ближних коагуляционных контактов. Песчаные и пылеватые зерна в такой микроструктуре, как правило, равномерно рассеяны по всему объему образца и не имеют непосредственных контактов друг с другом. Характерно значительное число включений неразложившихся органических остатков и обломков скелетов диатомей, кокколитофорид и раковин фораминифер. Поровое пространство слагается в основном крупными межмикроагрегатными порами ячеистого типа, которые являются одним из основных морфологических признаков этой структуры, положенных в основу ее названия. Поры могут быть округлыми, изометричными, клиновидными и т. д.

Ячеистая структура характерна для молодых глинистых осадков, образующихся в пресных и соленых водах (рис. 40, *а*).

Скелетная микроструктура (см. рис. 39, *б*) представляет собой рыхлый равномерно пористый скелет, сложенный в основном пылеватыми зернами первичных минералов. Глинистый материал распределен неравномерно и не создает

Рис. 38 Фотографии различных типов пор:

а — изометричные межчастичные поры в каолинитовых микроагрегатах; *б* — щелевидные межчастичные поры в монтмориллонитовом микроагрегате; *в* — межмикроагрегатные поры ячеистого типа; *г* — изометричные межмикроагрегатные поры; *д* — щелевидные межмикроагрегатные поры в глинистых сланцах; *е* — межмикроагрегатно-зернистые поры; *ж* — межзернистые поры в супеси; *з* — внутризернистые поры



сплошной матрицы, чаще всего он скапливается на поверхности крупных зерен в виде сплошных «рубашек» или на контактах пылеватых частиц, образуя мостики, связывающие зерна. Поровое пространство таких микроструктур слагается равномерно распределенными межмикроагрегатными и межчастичными порами. Конфигурация пор различная, чаще всего изометричная.

Скелетную микроструктуру обычно имеют молодые слабо уплотненные глинистые отложения, содержащие значительное число пылеватых зерен и относительно небольшое количество глинистых частиц, например, суглинки и супеси (см. рис. 40, б).

Матричная микроструктура (см. рис. 39, в) характеризуется наличием сплошной неориентированной глинистой массы (матрицы), в которой содержатся беспорядочно расположенные включения пылеватых и песчаных зерен. Глинистое вещество агрегировано, контактирование микроагрегатов идет по типу базис—скол и скол—скол. Поровое пространство слагается в основном межмикроагрегатными порами изометричной формы.

Матричная микроструктура обычно встречается у пород, имеющих чаще всего слабую и среднюю степень уплотнения, например в аллювиальных и морских глинах (см. рис. 40, в).

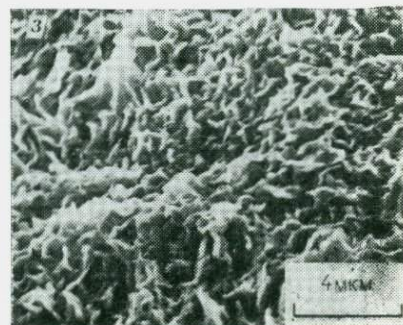
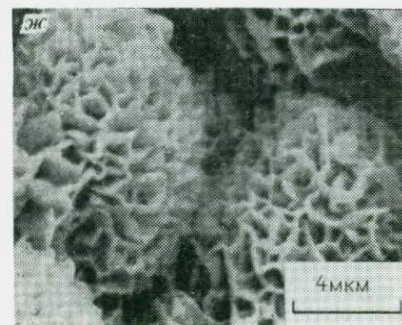
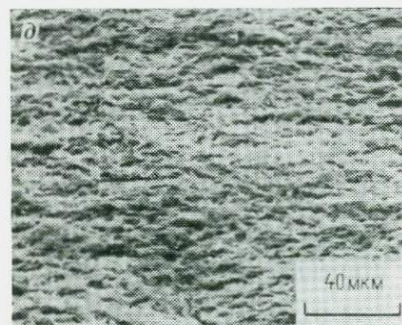
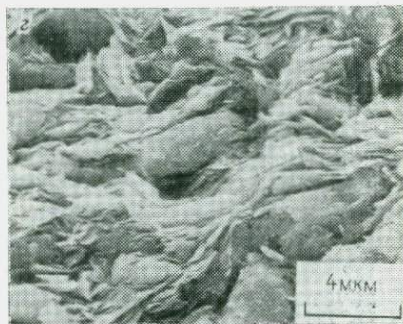
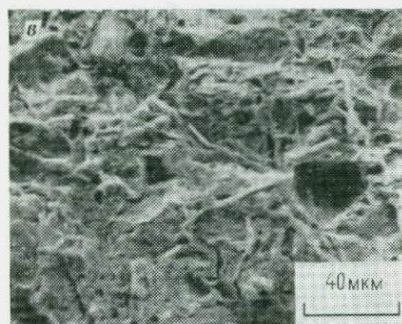
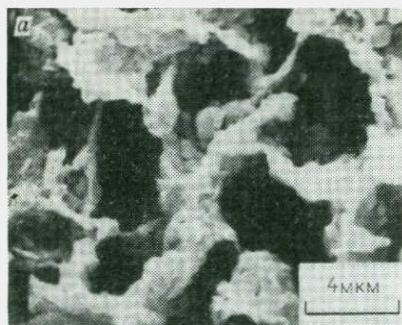
Турбулентная микроструктура (см. рис. 39, г) образуется хорошо ориентированными по напластованию глинистыми микроагрегатами, которые плотно «обтекают» включения песчаных и пылеватых зерен. Это придает микроструктуре вид застывшего турбулентного потока. Глинистые микроагрегаты взаимодействуют между собой по типу базис—базис и реже базис—скол (под очень небольшими углами наклона). Поровое пространство глин с такой микроструктурой представлено в основном межмикроагрегатными порами, которые обычно имеют вытянутую вдоль напластования (щелевидную) форму.

Турбулентная микроструктура часто встречается у глинистых пород со средней и высокой степенью уплотнения, например морских глин (см. рис. 40, г).

Ламинарная микроструктура (см. рис. 39, д) отличается хорошей сортировкой структурных элементов по размеру и исключительно высокой степенью их ориентации по напластованию, что придает структуре вид ламинарного потока. Взаимодействие микроагрегатов идет по типу базис—базис и очень редко—базис—скол. Поровое пространство слагается в основном из межмикроагрегатных пор щелевидной и клиновидной формы, вытянутых по напластованию.

Рис. 39. Модели микроструктур глинистых пород:

а — ячеистая; б — скелетная; в — матричная; г — турбулентная; д — ламинарная; е — доменная; ж — псевдоглобулярная; з — губчатая



Такая микроструктура характерна для глинистых отложений с высоким содержанием глинистого материала. Степень уплотнения подобных глин может изменяться от слабой до высокой. Наиболее типичными ламинарными микроструктурами обладают озерно-ледниковые (ленточные) глины, а также некоторые сильно уплотненные аргиллитоподобные глины и аргиллиты (см. рис. 40, *д*).

Выше были описаны основные типы микроструктур, обладающих отчетливо выраженными морфологическими особенностями, образование которых связано с определенным составом, условиями формирования и степенью литификации глинистых пород. Наряду с ними у природных глин существуют микроструктуры переходного типа, имеющие одновременно ряд характерных морфологических особенностей двух или даже нескольких описанных микроструктур.

Существенно отличными морфологическими признаками характеризуются глинистые породы элювиального и гидротермального происхождения. Для них часто характерно наследование структурных особенностей материнских пород.

Доменная микроструктура (см. рис. 39, *е*) образуется крупными микроагрегатами (доменами), имеющими форму стопок, сложенных аксиально ориентированными микрокристаллами каолинита, причем отдельные домены ориентированы беспорядочно. Домены взаимодействуют между собой по типу базис — скол и скол — скол. Поровое пространство такой структуры достаточно изотропно и слагается в основном порами двух типов: межмикроагрегатными (междоменными), обычно изометричными, и более мелкими внутримикроагрегатными (внутридоменными), щелевидной и иногда клиновидной формы.

Доменные структуры характерны исключительно для элювиальных каолинитовых глин, у которых образование доменов связано с выветриванием зерен полевых шпатов (см. рис. 40, *е*).

Псевдоглобулярная микроструктура (см. рис. 39, *ж*) образуется микроагрегатами сферической формы. Глобулы сложены листообразными частицами, контактирующими по типу базис — скол и базис — базис (см. рис. 40, *ж*). Поровое пространство слагается межмикроагрегатными (межглобулярными) изометричными и мелкими внутримикроагрегатными (внутриглобулярными) порами. Последние могут иметь вид изометричных ячеек или удлиненных (щелевидных) пор.

Рис. 40. Фотографии микроструктур глинистых пород:

а — ячеистая (современный морской ил, Q_{IV}); *б* — скелетная (озерно-аллювиальный су-глинок, $1-2Q_{IV}$); *в* — матричная (аллювиальная глина, aQ_{IV}); *г* — турбулентная (морская глина, $m\epsilon_1$); *д* — ламинарная (озерно-ледниковая глина lgQ_{III}); *е* — доменная (элювиальный каолинит, J_1-K_1); *ж* — псевдоглобулярная (элювиальный нонтронит, Mz); *з* — губчатая (гидротермальный монтмориллонит, P_2)

Губчатая микроструктура (см. рис. 39, з) состоит из мелких и крупных агрегатов, сложенных листообразными микроагрегатами, которые контактируют преимущественно по типу базис—скол и базис—базис с образованием мелкоячеистой сплошной структурной сетки, напоминающей губку. Границы между агрегатами хорошо прослеживаются по микротрещинам в образце. Поровое пространство складывается из межагрегатных (микротрещин) и внутриагрегатных (межмикроагрегатных) пор, имеющих анизометричную форму. Губчатая микроструктура встречается у монтмориллонитовых глин гидротермального генезиса (см. рис. 40, з).

Ключевой морфологический анализ структур дисперсных горных пород. Помимо качественного описания структуры дисперсных горных пород, часто требуется дать ее более точную количественную оценку: определить периметр и площадь пор и частиц, получить распределение пор и частиц по размерам, оценить их форму, ориентацию в пространстве и т. д.

Все эти структурные характеристики пород, а также ряд более сложных количественных показателей структуры могут быть получены на основе методов математической морфологии [19] с помощью специализированных технических устройств — анализаторов изображения типа «Квантимет», «Лейтз», «Видеомат», приставок «Паллада», «Протва» и др., которые используются, как правило, в комплексе с оптическим или растровым электронным микроскопом.

Разработка методов количественного описания структуры с применением математической морфологии опирается на принципиальное положение теории зрительного восприятия о том, что наиболее объективная и точная оценка структуры объекта возможна при сравнении с серией стандартных эталонов — геометрических множеств точек той или иной конфигурации. Существенно, что характер структурной информации, получаемой при этом, зависит от стандартного эталона. Каждый эталон позволяет оценить только те структурные признаки, которыми он сам обладает. Например, для того чтобы выявить анизотропию структуры, необходимо подобрать анизотропный эталон (отрезок прямой или две точки, определенным образом ориентированные в пространстве). Этот принцип обеспечивает большую гибкость анализа и позволяет путем направленного подбора эталонов оценивать наиболее интересные с точки зрения целей исследования структурные характеристики дисперсных горных пород.

На практике наиболее часто используют пять эталонов, представляющих собой простейшие геометрические фигуры (точка, две точки на переменном расстоянии, отрезок прямой переменной длины, три точки по вершинам равностороннего треугольника и окружность переменного радиуса). Это дает возможность оценить все традиционные количественные показатели структуры горных пород и получить некоторые новые

характеристики, отражающие одновременно несколько взаимосвязанных между собой структурных и текстурных признаков [19].

Принцип сравнения изображения структуры с эталоном положен в основу большинства технических приспособлений для проведения автоматизированного количественного анализа. Обычно анализатор состоит из трех объединенных в систему функциональных узлов: 1) устройства ввода и вывода изображения структуры; 2) логического или программирующего устройства для проведения анализа; 3) ЭВМ общего назначения для обсчета и обработки результатов анализа, построения графиков и т. д.

Устройства ввода и вывода изображения структуры представляет собой телевизионную камеру и телемонитор. Из телевизионной камеры изображение структуры в виде электрического сигнала поступает в логическое устройство. Предварительно сигнал разделяется по интенсивности (дискриминируется по уровню в зависимости от яркости и контрастности изображения) и регулярно опробуется через определенный интервал времени (дискретизируется во времени).

На этом преобразованном сигнале проводятся операции логического сравнения с эталонами по схеме совпадения. Число совпадений фиксируется счетчиком импульсов и обрабатывается на ЭВМ. Точки изображения структуры (импульсов тока) не хранятся в памяти машины, а динамически пропускаются через логическое устройство, благодаря чему анализ производится по мере прохождения сигнала.

Логическое устройство состоит из серии модулей, в каждом из которых запрограммирован эталон определенной формы и размера. Различный подбор модулей, осуществляемый оператором, позволяет достичь большой гибкости в программировании эталонов композиционного типа и оценке наиболее сложных структурных показателей, отражающих особенности упаковки (число контактов) структурных элементов, степень их анизотропии и т. д. Вся процедура анализа по описанной схеме от момента установки образца породы до вывода численных значений структурных характеристик и графиков специальных функций на печать занимает 3—4 мин. Большое число точек опробования (до 40 000) в пределах одной площадки изменения обеспечивает высокую точность результатов.

Обязательным условием при проведении такого анализа является правильный подбор и подготовка препарата для измерений. В качестве препаратов обычно применяют шлифы, аншлифы, срезы, напыления различных фракций грунта на предметное стекло, прямое телевизионное или оптическое изображение структуры образца, фотоснимки (простые и электронно-микроскопические).

Необходимо, чтобы они адекватно отражали наиболее важные с точки зрения цели исследования структурные особенно-

сти грунта, были достаточно представительными и обеспечивали необходимую точность измерений.

В этом отношении весьма существенным вопросом является выбор оптимального увеличения фотоснимков для анализа, так как в зависимости от увеличения меняются их информативность (представительность) и точность оценки структурных характеристик.

Специальные исследования в этой области показали, что при оценке количественных показателей структуры на микроуровне наиболее рационально использовать РЭМ-снимки в интервале увеличений от 100 (для лёссов, супесей, суглинков) до 500 (для глин и илов) раз. Более детальные снимки используются главным образом для качественной интерпретации. Снимки с увеличением меньше 100 раз применяются редко, так как из-за небольших увеличений они несут мало информации о структуре пород.

Сначала с помощью различных приемов (окопирование, дискриминация по цвету или яркости) в пределах препарата выделяют участки, соответствующие различным компонентам структуры (поровое пространство, частицы различного минерального состава и т. д.), а затем проводят оценку структурных характеристик.

Для шлифов, аншлифов или фотоснимков, полученных с помощью оптического микроскопа, эта операция не представляет сложности. При анализе электронно-микроскопических снимков породы получение изображения, на котором определенная яркость однозначно соответствует непосредственно изучаемому компоненту структуры, является довольно сложной задачей.

Вследствие большой глубины фокуса электронно-микроскопических снимков границы между порами и минеральными частицами никогда не бывают четкими, а представляют собой полутоновые переходы от наиболее темных к самым светлым участкам. Поэтому разграничение порового пространства и минеральных частиц проводится условно, путем установки уровня дискриминации снимка по яркости. На практике применяются следующие способы определения уровня дискриминации.

1. Путем приведения оценок пористости в соответствие с результатами, полученными другими методами (ртутной порометрии, парафинирования и т. д.).

2. По максимальному градиенту падения яркости снимка. Изображение структуры, полученное таким путем, является наиболее информативным сечением полутонового снимка и обладает максимальной устойчивостью по отношению к помехам и случайным колебаниям уровня дискриминации. Метод отличается большой простотой и хорошо зарекомендовал себя при изучении относительных изменений структурных характеристик породы по серии РЭМ-снимков, отражающих различные

стадии процессов, воздействующих на грунт (уплотнение, промораживание, нагревание и т. д.).

3. Автоматической дискриминацией снимка по яркости, которая достигается в процессе съемки с помощью РЭМ в режиме упругоотраженных электронов с использованием бинарной детекторной системы.

4. Последовательной обработкой снимка по всем уровням яркости с определенным шагом дискретизации, что дает возможность получить исчерпывающую информацию о структуре породы. В настоящее время этот способ применяется сравнительно редко в связи со сложностью технической реализации и трудностями усреднения структурных характеристик, полученных по различным яркостным сечениям снимка.

Помимо трудностей, связанных с установлением уровня дискриминации, значительные погрешности при морфологическом анализе образцов по электронно-микроскопическом снимкам возникают из-за наличия на исследуемой поверхности большого числа ложных пор, являющихся выколами от частиц, оставшихся при расколе на сопряженной половине образца. Для получения изображения реальной структуры образца, где поры будут однозначно порами, а частицы — частицами, производят сложение изображений двух идентичных участков на сопряженных сторонах раскола образца. При этом частицы на одной стороне и их отпечатки на другой на суммарном изображении взаимно компенсируются и в дальнейшем не участвуют в количественном анализе. На рис. 41 показана реализация метода сопряженных поверхностей с помощью бинарной коллекторной системы. На рис. 41, а, б приведены изображения сопряженных сторон в режиме упругоотраженных электронов, а также суммарное изображение, полученное при их сложении (см. рис. 41, в). Четко видно, что общая пористость (черные участки на фотографиях) резко сократилась за счет уничтожения ложных пор.

Как уже отмечалось, количественный анализ структуры дисперсных пород проводят обычно на плоскостных препаратах (шлифы, аншлифы, снимки и т. д.).

Методы стереологии дают возможность на базе линейных и плоскостных измерений расчетным путем получить некоторые характеристики реальных трехмерных структур породы.

Ниже в качестве примера приведены результаты количественного анализа порового пространства — одного из важнейших параметров структуры грунта, полученные с помощью специальной приставки к растровому электронному микроскопу. Получены следующие данные: средний периметр поры 15,9 мкм; средняя площадь поры 19,7 мкм²; средний радиус поры 2,5 мкм; пористость 24,9 %; средний коэффициент сложности формы 0,97; отношение полуосей поры 1,33; коэффициент связности пор 11 %; направление преимущественной ориентации пор 30° к горизонтали.

Аналогичным образом можно получить всю необходимую информацию о твердом компоненте грунта (размер и форма частиц, удельная поверхность и периметр частиц, коэффициент формы, распределение по размерам и ориентация частиц в пространстве).

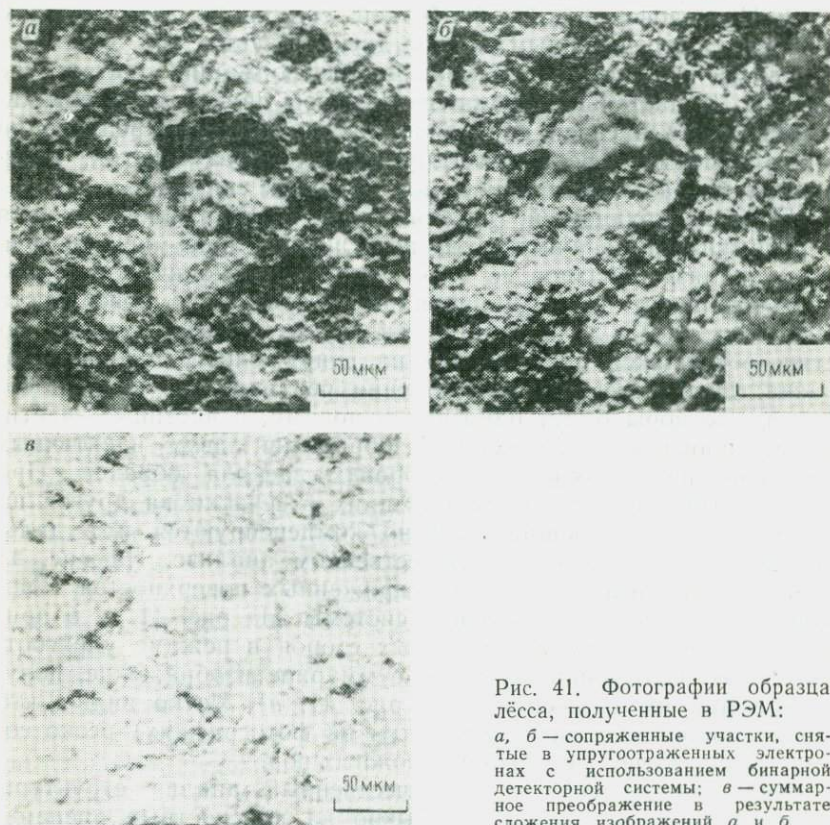


Рис. 41. Фотографии образца лёсса, полученные в РЭМ:

a, б — сопряженные участки, снятые в упругоотраженных электронных изображениях с использованием бинарной детекторной системы; *в* — суммарное преобразование в результате сложения изображений *a* и *б*

6.7. ИЗУЧЕНИЕ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Оптический метод. Тектурные признаки пород объединяются в три группы: макро-, мезо- и микротекстур [7].

Оптический метод исследования текстуры в шлифах с помощью поляризационного микроскопа позволяет изучать особенности мезо- и микротекстур глинистых пород. Под мезотекстурой понимается расположение среди основной глинистой массы породы обломочных зерен первичных минералов, органических остатков и минералов новообразований, видимых в шлифах при увеличениях в 15—40 раз. Микротекстура глинистых пород представляет расположение в пространстве глинистых частиц или их агрегатов, а также обломочной песчано-

алевритовой примеси, крупных пор, трещин или других структурно-текстурных элементов относительно поверхности напластования.

Мезоструктура глинистых пород изучается в шлифах обычно при одном николе в проходящем свете при увеличении от 3,5 до 9 раз.

По расположению в пространстве обломочных зерен алевритовой и песчаной размерности и их взаимоотношению с основной глинистой массой мезотекстуры глинистых пород могут быть подразделены на три основных наиболее часто встречающихся типа, внутри которых, кроме того, выделяется несколько видов (рис. 42).

Микротекстура определяется в шлифах при тех же увеличениях, что и мезотекстура, но исследования ведутся в скрещенных николях в поляризованном свете (табл. 24). Несмотря на небольшие увеличения, не позволяющие при работе с поляризационным микроскопом непосредственно различать глинистые частицы, особенности кристаллооптического строения глинистых минералов дают возможность получить одну из характеристик микротекстуры глинистых пород, а именно степень ориентированности глинистых частиц относительно интересующего направления. Это объясняется тем, что расположение оптических осей в частице глинистого минерала постоянно. Плоскость оптических осей $N_g N_m$ параллельна базальной поверхности глинистых частиц, причем ось N_g совпадает с удлинением минерала. Третья оптическая ось N_p перпендикулярна к базальной поверхности частиц. Именно в плоскости оптических осей $N_p N_g$, которая в глинистых минералах располагается перпендикулярно к базальным поверхностям, и наблюдается наиболее яркая интерференционная окраска минералов в шлифах. Если сечение шлифа совпадает с плоскостью одной из оптических осей минерала, то при вращении столика микроскопа четырежды наблюдаются чередующиеся затемнения и просветления поля зрения, отмечающие соответственно моменты совпадения и расхождения оптической оси минерала с направлением колебаний световых лучей в николях. Следовательно, если глинистые частицы имеют общую ориентировку, то при вращении столика они гаснут и освещаются в поле зрения одновременно, т. е. ведут себя как единый кристалл. При беспорядочном расположении глинистых частиц во время вращения столика поле зрения будет все время затемненным. Неравномерная ориентировка глинистых частиц на различных участках шлифа создает мозаичное угасание и осветление согласно расположению блоков с разной ориентировкой частиц.

Степень ориентированности глинистых частиц относительно выбранного направления является важным текстурным признаком, обуславливающим анизотропию многих инженерно-геологических свойств глинистых пород. Поэтому при изучении микротекстур обычно определяют степень совпадения оси

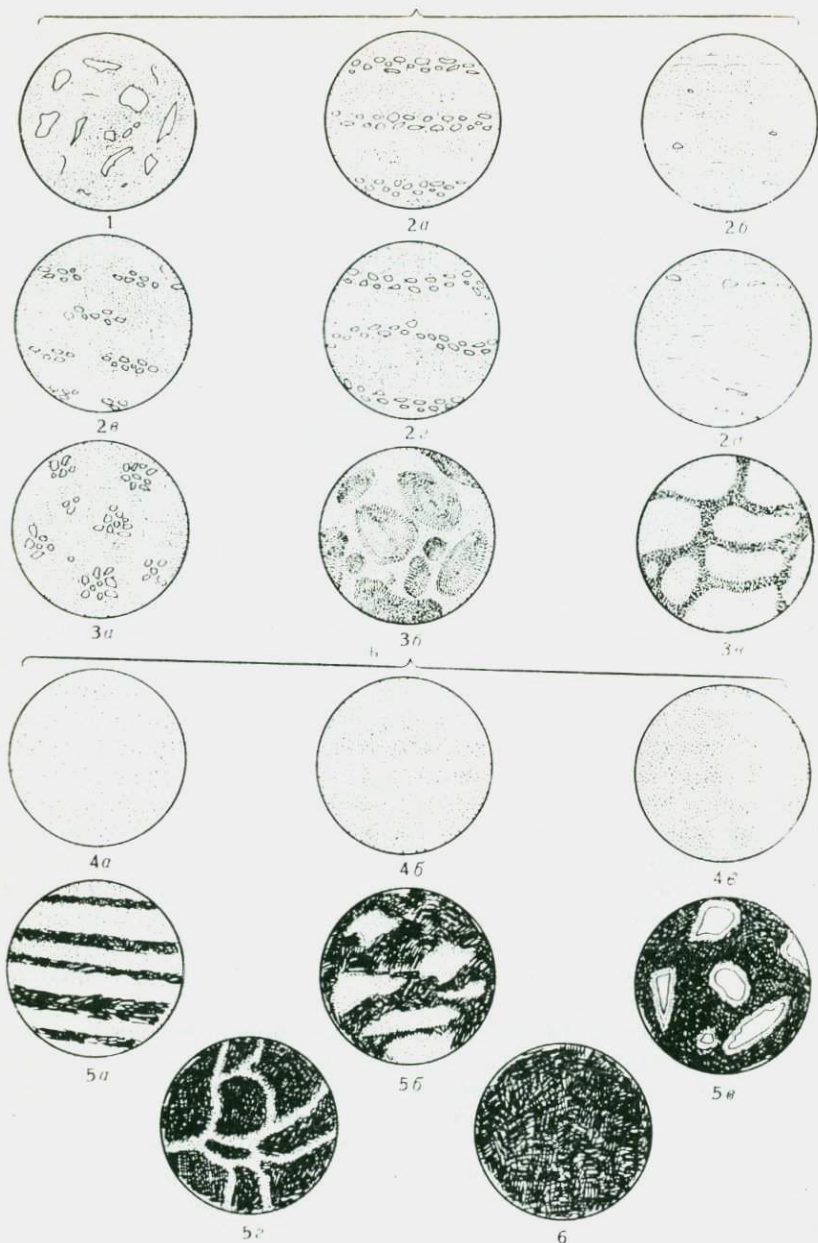


Рис. 42. Типы и виды мезо- (А) и микротекстур (Б), определяемые в шлифах:

1 — беспорядочная; 2 — слоистая (а — горизонтальная, б — прерывистая, в — линзовидная, г — волнистая, д — неяснослоистая); 3 — пятнистая (а — гнездовидная, б — густовая, в — очковая); 4 — ориентированная (а — хорошо, б — средне, в — слабо); 5 — частично-ориентированная (а — полосчатая, б — мозаичная, в — петельчатая; г — сетчатая); 6 — неориентированная

**Классификация текстур глинистых пород,
изучаемых оптическим методом**

Группы текстур	Типы текстур	Виды текстур	Краткая характеристика
Мезо- текстура	Беспорядочная		Равномерное распределение среди глинистой массы зерен первичных минералов, обломков пород, растительных остатков
	Слоистая	Горизонтальная	Чередование горизонтальных прослоев, сложенных частицами разного размера и состава; иногда подчеркивается формой обломочных зерен, их ориентировкой, вторичной окраской за счет гидрокислов Fe или органических соединений
		Прерывистая (штриховатая)	По наложению среди глинистой массы расположены изолированные обрывки растительного детрита, чешуйки слюд или другие обломочные компоненты породы
		Волнистая или неправильно слоистая	Чередование изгибающихся прослоев, сложенных частицами разного размера и состава
		Линзовидная	Тонкие линзочки обломочных зерен, вытянутые в виде целочек, параллельных напластованию, среди глинистой массы
		Неясно-слоистая	Слабая склонность к упорядоченному расположению обломочных зерен вдоль напластования
	Пятнистая	Гнездовидная	Скопления алеврито-песчаных зерен, реже растительного детрита неправильной формы, хаотично распределенные среди массы глинистых частиц
		Сгустковая	Порода неравномерно окрашена благодаря пятнистому распределению красящих минеральных компонентов породы или различию в структуре основной глинистой массы

Группы текстур	Типы текстур	Виды текстур	Краткая характеристика
Мезо- текстура	Пятнистая	Зональная	Концентрическое расположение полос различно окрашенного глинистого материала
		Струйчатая	Наличие извилистых полос различно окрашенного глинистого материала
		Хлопьевидная	Стустики более интенсивно окрашенного глинистого вещества, имеющие неясные расплывчатые очертания
		Очковая	Тонкие темноокрашенные прожилки разбивают подобно сети более светлое поле зрения в шлифе
Микро- текстура	Ориенти- рованная	Хорошо ори- ентированная	Порода в шлифе реагирует на поляри- зованный свет как монокристалл, ко- эффициент ориентированности колеб- лется от 60 до 80 %
		Средне ориен- тированная	Коэффициент ориентированности гли- нистых частиц колеблется от 40 до 60 %
		Слабо ориен- тированная	Порода в шлифе при вращении столика микроскопа слабо просветляется; ко- эффициент ориентированности не пре- вышает 40 %
	Частично ориенти- рованная	Мозаичная (блочная)	Однородная ориентировка глинистых частиц только на отдельных участках; в скрещенных николях наблюдается одновременное угасание одних и про- светление других участков
		Сетчатая	Неоднородная оптическая ориентиро- вка основной массы глинистых частиц, обладающих беспорядочным располо- жением, и пересекающихся прожилков из хорошо ориентированных глини- стых частиц, создающих в скрещенных николях видимость тонкой светлой сетки на темном фоне
		Полосчатая	Неоднородная ориентировка в просло- ях с различной дисперсностью

Группы текстур	Типы текстур	Виды текстур	Краткая характеристика
Микро- текстура	Частично ориентированная	Петельчатая	Беспорядочная ориентировка основной массы глинистых частиц, и только в тонких зонах вокруг обломочных зерен они приобретают хорошую ориентировку, образуя петли, одновременно просветляющиеся и угасающие при вращении столика микроскопа. Характерна для глин с алевро-пелитовой структурой
	Неориентированная	Однородная	В скрещенных николях при вращении столика микроскопа поле зрения остается темным
		Спутанно-волокнистая или струйчато-хлопьевидная	При вращении столика микроскопа темный фон основной массы нарушается причудливо расположенными осветляющимися и гаснущими штрихами, волокнами, точками, образованными однородно ориентированными глинистыми частицами, или обломками первичных минералов тонкой алевритовой размерности

преобладающей ориентации глинистых частиц с интересующим направлением или углом отклонения оси ориентации частиц от этого направления.

Степень ориентированности глинистых частиц относительно выбранного направления может быть оценена количественно с помощью коэффициента ориентированности C , который определяет полноту ориентации глинистых частиц в породе по отношению к направлению оси ориентации:

$$C = \left(1 - \frac{W_{\min}}{W_{\max}} \right) \cdot 100, \quad (6.2)$$

где W_{\min} — световой поток при погасании поля зрения шлифа; W_{\max} — то же, при просветлении.

Поток света наиболее просто измерить с помощью фотоэлектрической насадки к микроскопу ФЭМ-1. Для замеров степени ориентированности глинистых частиц по интенсивности их суммарного двупреломления шлифы обычно изготавливают в направлении, перпендикулярном к поверхности напластования. Участок шлифа, предназначенный для фотометрирования, совмещают с темным пятном (ирисовая диафрагма), расположенным в центре окуляра насадки. Приоткрывая диафрагму, фиксируем минимальную и максимальную интенсивность потока света в положении затемнения и просветления

поля зрения по колебаниям стрелки измерительного прибора. Измерения возможны только при хорошей центровке микроскопа. Значение коэффициента определяется по формуле (6.1). Обычно берется среднее значение из десяти определений по различным участкам шлифа. В случае неоднородной ориентировки: различных участков шлифа коэффициент C определяется для каждого из них.

Минимальное значение коэффициента C , улавливаемое по эффекту угасания и просветления, равно 5 %. При $C > 80$ % глинистая порода в шлифе по визуальному наблюдению реагирует на поляризованный свет как монокристалл.

Изучение микротекстуры глинистых пород оптическим методом в шлифах показало, что встречаются три основных типа микротекстур — ориентированная, частично ориентированная и неориентированная. Два первых типа микротекстур по особенностям расположения глинистых частиц могут быть в свою очередь подразделены на несколько разновидностей.

Если в шлифе наблюдается ярко выраженное чередование блоков или слоев с резко различающимися значениями C , то для учета этой неоднородности можно применять коэффициент относительной упорядоченности U :

$$U = \frac{S_1}{S} \cdot 100,$$

где S_1 — площадь, занятая участками с хорошей ориентировкой в поле зрения шлифа; S — общая площадь участка шлифа.

Коэффициент U определяет долю микроблоков или слоев с повышенной ориентированностью глинистых частиц относительно общей массы породы. Площадь, занимаемую аксиальными микроблоками, можно определить с помощью окулярной линейки. Использование насадок ФЭМ-1 или МИУ-1 (представляющей собой механический счетчик) значительно упрощает этот процесс. Порядок определения при помощи ФЭМ-1 такой: определяются величины коэффициента C отдельно на участке шлифа, в пределах аксиального микроблока и на участке неориентированной общей массы породы, а затем при последовательном перемещении вдоль шлифа на расстояние, равное диаметру отверстия диафрагмы фотонасадки, производятся замеры коэффициента C . Зная число отверстий, в которых коэффициент C соответствует микроблокам, легко вычислить площадь, занятую микроблоками на участке шлифа, как отношение числа участков с коэффициентом C , характеризующим микроблоки, к полному числу участков. В зависимости от степени однородности текстуры породы делается 20—50 замеров. Значения коэффициента U определяются для двух плоскостей образца — параллельно и перпендикулярно к напластованию породы.

Рентгеновский метод. Исходя из условия дифракции рентгеновских лучей на кристаллах, интенсивность лучей, отражен-

ных от любой системы кристаллографических плоскостей, зависит от ориентации этих плоскостей по отношению к падающему пучку лучей. Ниже приведены наиболее простые и информативные рентгеновские методы исследования микротекстур глинистых пород [35].

Метод оценки микротекстуры по соотношению интенсивностей отраженных рентгеновских лучей, дифрагированных базальными (00*l*) и перпендикулярными к ним (0*k*0) плоскостями глинистых минералов со слоистой структурой, рекомендуется применять в случае большого числа исследуемых образцов с тем, чтобы выбрать наиболее характерные образцы для детального анализа. Метод основан на существовании прямой зависимости интенсивности отраженных лучей от числа кристаллографических плоскостей, попавших в отражающее положение. Сравнивая интегральные интенсивности отражений от базальных и перпендикулярных к ним плоскостей, можно определить коэффициент ориентации K_{op} глинистых частиц в определенной плоскости, т. е.

$$K_{op} = \frac{\Sigma I_{00l}}{\Sigma I_{0k0}},$$

где ΣI_{00l} — сумма интенсивностей базальных отражений первого порядка всех глинистых минералов, имеющих слоистую структуру; ΣI_{0k0} — сумма интенсивностей выбранного отражения 0*k*0 этих же минералов.

Сняв образец в трех взаимно перпендикулярных направлениях, можно оценить степень ориентации C_p частиц глинистых минералов в объеме образца:

$$C_p = \frac{K_{op}^{\parallel}}{K_{op}^{\parallel} + \bar{K}_{op}^{\perp}},$$

где K_{op}^{\parallel} — коэффициент ориентации частиц глинистых минералов в плоскости образца, параллельной плоскости напластования; \bar{K}_{op}^{\perp} — среднее значение двух K_{op}^{\perp} для плоскостей, перпендикулярных друг к другу и к плоскости напластования [21]. Формула показывает, что при идеальном расположении глинистых частиц параллельно плоскости напластования $C_p=1$; при хаотическом расположении частиц $C_p=0,5$. Значения $C_p=0,6-0,7$ соответствуют слабоориентированной микротекстуре, а $0,7-0,8$ — среднеориентированной.

Метод прямых полюсных фигур применяется в тех случаях, когда неясен характер текстурообразования, при изучении текстурных изменений в процессе различных воздействий на грунт или при сильной агрегированности глинистых частиц. Графическим изображением ориентации глинистых частиц в пространстве являются стереографические проекции их кристаллографических плоскостей. Когда рассматривается

большое число плоскостей, удобнее пользоваться направлениями и величиной нормалей к ним, так как в этом случае число измерений становится на единицу меньше. Если на векторах, направления которых совпадают с направлениями нормалей к плоскостям кристаллической решетки, отложить величины соответствующих обратных межплоскостных расстояний ($1/d_{hkl}$), (где d_{hkl} — межплоскостное расстояние), то можно получить новую решетку, обратную исходной. Индексы узлов такой решетки будут равны индексам плоскостей. Для выполнения условия Брэгга — Вульфа необходимо, чтобы узел обратной решетки лежал на сфере радиуса $1/\lambda$ (где λ — длина волны) или сфера отражения радиуса $1/\lambda$ прошла через узел обратной решетки. Геометрическая схема выполнения этого условия в обратном пространстве имеет строго теоретическую основу; определение ориентации нормалей к выбранным кристаллографическим плоскостям полностью может характеризовать расположение самих плоскостей в более удобном для построений (или расчетов) виде.

При пересечении нормалей со сферой образуются так называемые точки выхода. Их совокупность характеризует пространственную ориентацию кристаллитов. Если образец состоит из беспорядочно ориентированных частиц, точки выхода равномерно расположатся на сфере; при преимущественной ориентации частиц на сфере появятся аномалии таких точек. Спроектировав все точки выхода на экваториальную плоскость сферы, получают стереографическую проекцию данных плоскостей, характеризующихся полюсными координатами α и β .

Определяя характер расположения частиц глинистых минералов с помощью дифрактометрической съемки, решают обратную задачу: задавая различные значения α и β (меняя положение образца относительно падающего пучка рентгеновских лучей), определяют интенсивность отраженных лучей выбранным семейством кристаллографических плоскостей, т. е. выясняют, какая часть этих плоскостей дифрагирует рентгеновские лучи при заданных значениях α и β . Измеренные интенсивности отражений от выбранной системы плоскостей при разных значениях α и β , нанесенные на стереографическую проекцию, представляют собой полюсную фигуру. Точки с одинаковыми значениями интенсивностей соединяют изолиниями, что позволяет определить направление осей преимущественной ориентации относительно заданного направления. Под такой осью понимается перпендикуляр, восставленный к плоскости, в которой преимущественно располагаются кристаллографические плоскости одного семейства. Если частицы имеют одну ось ориентации и ее направление совпадает с нормалью к поверхности образца, то такую текстуру принято называть аксиальной; полюсная фигура в этом случае представляет ряд концентрических окружностей, расстояние между которыми увеличивается к периферии при одинаковой разности интенсив-

ностей между ними. При беспорядочном расположении частиц эти окружности находятся на значительном расстоянии одна от другой и число их незначительно.

Для исследования микротекстуры из монолита вырезают три взаимно перпендикулярных образца толщиной 6—8 мм и диаметром 20 мм. Если глины имеют естественную влажность, превышающую влажность предела усадки, то очень важно, чтобы при высушивании образцов не изменилась их текстура, для чего применяют метод вакуумной сублимационной сушки.

Для оценки микротекстуры по соотношению интенсивностей отраженных рентгеновских лучей запись дифрактограмм производится в интервалах 3—15 и 58—63° 2 θ (при съемке с медным анодом трубки), где θ — угол отражения. В первой области расположены отражения первого порядка от базальных плоскостей глинистых минералов, во второй — их отражение 060. Выбор этого отражения для оценки степени ориентации глинистых минералов обоснован В. Ф. Котловым [21]. Съемка производится в трех взаимно перпендикулярных плоскостях; на каждой дифрактограмме определяют суммарную интенсивность отражений первого порядка и отражений 060 глинистых минералов. Задача несколько усложняется, если в образце присутствуют триоктаэдрические глинистые минералы (хлорит, вермикулит, биотитоподобные гидрослюды), отражение 060 которых накладывается на линию 211 кварца. В этом случае из суммарной интенсивности отражения в пределах 0,153—0,154 нм следует вычесть интенсивность отражения 211 кварца, а разность прибавить к значению интенсивности 060 диоктаэдрических глинистых минералов ($d_{060} \sim 0,150$ нм). Поэтому к определению степени ориентации глинистых минералов следует приступать после установления минерального состава глин. По полученным данным определяют коэффициенты ориентации K_{op} в каждой плоскости и степень ориентации C_p частиц глинистых минералов в образце.

Для исследования микротекстуры методом прямых полюсных фигур используют приставку ГП-2. Чтобы построить полюсную фигуру, изучают распределение интенсивностей в полярных координатах α и β . Углы α — это углы наклона облучаемой поверхности образца к вертикальной плоскости; углы β — углы поворота образца относительно нормали к его облучаемой поверхности (рис. 43). Рекомендации по выбору коллимационной системы при съемке (для уменьшения дефокусировки образца при больших углах наклона α) и режима работы электронно-вычислительного устройства дифрактометра изложены в работе [21].

Съемка осуществляется следующим образом. Угол α устанавливается равным 0°. Интересующий дифракционный максимум вручную выводится в близкое (со стороны меньших углов по шкале гониометра) к отражающему положение; затем производится автоматическая запись интенсивности пика с выво-

дом результатов на цифрпечатающее устройство до тех пор, пока интенсивность не упадет до фоновых значений. Вернув счетчик в исходное положение, угол наклона образца α устанавливается равным 10° , и запись повторяется с изменением угла β последовательно через $20-30^\circ$. Процедура съемки повторяется для α , равных $20, 30, 40, 50$ и 60° . После того как произведены все записи, приступают к обработке полученных данных. Прежде всего определяется интенсивность дифракци-

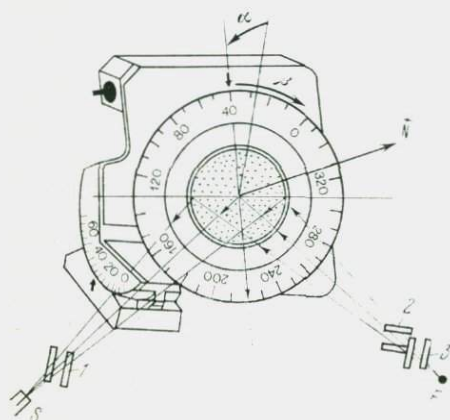
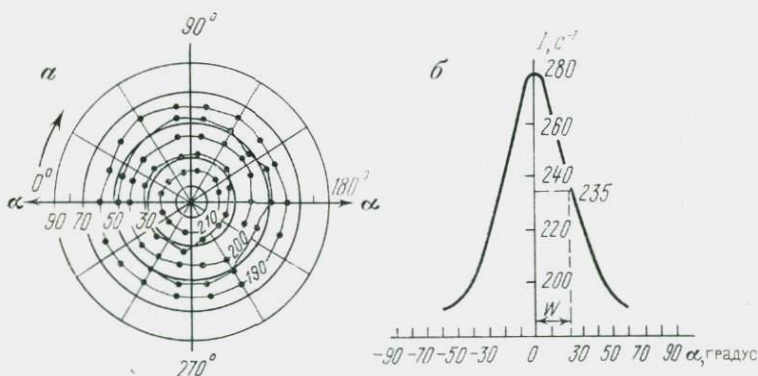


Рис. 43. Положение приставки ГП-2 при текстурной съемке:

F — фокус трубки; S — счетчик. 1 — 3 — ограничивающие щели

Рис. 44. Полюсная фигура с изолиниями интенсивности (a) и ее сечение по диаметру (b), построенные по откорректированным значениям интенсивности отражения 001 гидрослюда из образца аргиллита (PR₂, правый берег р. Днестра около г. Новоднестровска)



онного максимума за вычетом фоновых значений, затем вычитывается его истинная интенсивность с учетом поправки на дефокусировку и поглощение. Измеренные значения интенсивности умножаются на поправочный коэффициент $K = I_0 / I_\alpha$ (где I_0, I_α — измеренные интенсивности образца с беспорядочной текстурой при углах $\alpha = 0^\circ$ и т. д.). Для этого целесообразно построить поправочный график. Откорректированные значения интенсивностей в зависимости от углов α и β наносятся на полярную стереографическую сетку; точки с равными интенсивностями соединяются изолиниями (рис. 44).

В случае аксиальной текстуры можно не строить полностью полюсную фигуру, достаточно изучить ее сечение вдоль любого диаметра проекции. Для этого образец во время съемки непрерывно вращается вокруг нормали к снимаемой поверхности (по углу β), благодаря чему получается статистически усредненный уровень интенсивности при каждом значении угла α . По откорректированным данным съемки строится график зависимости интенсивности от угла наклона α . Характер кривой определяется степенью упорядоченности в расположении частиц глинистых минералов. Чем более упорядочена текстура, тем круче кривая зависимости. Исходя из этого, можно количественно характеризовать текстуру по углу α при $I=0,5 I_{\max}$ или $I=0,75 I_{\max}$ [21]. Такой угол называют углом разброса нормалей к поверхности частиц, а его величину — дисперсией W . Чем выше степень ориентации частиц, тем меньше дисперсия.

Рассмотренный способ изучения позволяет получить картину распределения интенсивностей лишь в центральной части полюсной фигуры ($0^\circ \leq \alpha \leq 60^\circ$). Периферию ее ($60^\circ < \alpha < 90^\circ$) получают в результате съемки двух взаимно перпендикулярных плоскостей образца или применяя съемку «на про-свет» (по В. В. Пономареву).

Построение полюсных фигур вручную, введение поправок на дефокусировку и поглощение — весьма трудоемкие операции, поэтому необходимо разрабатывать и совершенствовать специальные программы для построения полюсных фигур с помощью ЭВМ. Более удобны специальные дифрактометры для исследования текстур (например, ДАРТ-2), позволяющие строить полную полюсную фигуру с помощью автоматического графопостроителя или выдавать информацию в виде, удобном для последующего ввода в ЭВМ.

Электронно-микроскопический метод. Одним из прямых методов изучения текстуры дисперсных горных пород на микроуровне является метод электронной микроскопии. Для этого изучаемый образец снимают с помощью ПЭМ или РЭМ, получают электронно-микроскопические изображения, по которым дают качественную или количественную оценку микротекстуры.

Методика подготовки и съемки образцов аналогична методике, применяемой при микроструктурных исследованиях. При изучении с помощью ПЭМ микротекстуры образцов дисперсных пород используют ультратонкие срезы или сечения, а при исследованиях РЭМ анализируют массивные образцы с плоской поверхностью, очищенной клейкой лентой. Подробно эти методики рассмотрены выше.

Информация о микротекстуре дисперсных пород по их электронно-микроскопическим изображениям может быть получена несколькими способами. Качественная оценка проводится на основании визуального изучения фотографий тонкого

среза или поверхности изучаемого образца. При этом микротекстура может быть охарактеризована как ориентированная (высоко- или слабоориентированная), когда имеется преимущественное направление ориентации частиц, микроагрегатов, пор, и как беспорядочная, сложенная хаотически расположенными структурными элементами.

Количественную информацию о микротекстуре можно получить в результате изучения электронно-микроскопических изображений (фотографий) с помощью специальных устройств — анализаторов путем использования следующих методов: фотограмметрического, оптической дифракции, градиента интенсивности сигнала, длин или числа хорд.

Фотограмметрический метод основан на определении пространственной ориентации структурных элементов по стереопаре электронно-микроскопических микрофотографий. С этой целью в РЭМ получают стереопары (электронные микрофотографии одного и того же участка, снятого под разными углами) участков поверхности образца.

Для этих фотографий, используя фотограмметрические зависимости, определяют пространственные координаты каждого элемента микрорельефа поверхности образца (X_j ; Y_j ; Z_j):

$$\begin{bmatrix} X_j \\ Y_j \\ Z_j \end{bmatrix} = \frac{|B|^{-1}}{S_0} \begin{bmatrix} x_j \\ y_j \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (6.2)$$

где x_j , y_j — координаты точек фотографии (изображения); S_0 — масштабный фактор; B — матрица преобразования координат.

Для плоских частиц необходимо определить координаты как минимум трех, а для линейных (иглочек, трубочек) — двух точек. Пространственная ориентация структурных элементов, координаты которых определяются уравнением (6.2), может быть описана вектором нормали к ним. В результате можно построить суммарную плоскую полюсную диаграмму ориентации частиц или получить объемную фигуру — эллипсоид анизотропии, по которому рассчитывают показатель анизотропии (отношение величин полуосей). К недостаткам метода следует отнести большой объем вычислительных работ (необходимо иметь координаты как минимум 500 частиц, т. е. 1500 точек), требующий применения ЭВМ.

Метод оптической дифракции заключается в интерпретации оптической дифракционной картины, получающейся при пропускании параллельного лучка света от когерентного источника (лазера) через фототранспарант с РЭМ (ПЭМ)-изображением исследуемого объекта. При наличии ориентации структурных элементов дифракционная картина подобного изображения будет иметь форму эллипса, вытяну-

тость которого отражает степень ориентации, а направление большой оси перпендикулярно к направлению ориентации. Возможность изменения площади анализируемого участка за счет контроля размера пучка диафрагмой позволяет изучать ориентацию на разных уровнях: частиц внутри микроагрегатов и самих микроагрегатов. В случае правильно расположенных частиц близкой формы на дифракционной картине наблюдаются серии дифракционных пятен, расстояние r между которыми связано с расстоянием D между соответствующими частицами на изображении образца:

$$r = m\lambda f / (2SD), \quad (6.4)$$

где m — увеличение линзы; λ — длина волны используемого света; f — фокусное расстояние дифракционной линзы; S — масштаб фототранспаранта.

Для дисперсных горных пород с высокой степенью периодичности структурных элементов дифракционные максимумы выглядят как дискретно повторяющиеся пятна, а в образцах с меньшей периодичностью дифракционные картины становятся более размытыми.

На рис. 45, *a* показана РЭМ-микрофотография образца элювиального каолинита с доменной микроструктурой, состоящей из хаотически расположенных микроагрегатов, о чем свидетельствует практически изотропная (круговая) дифракционная картина (см. рис. 45, *б*). Внутри микроагрегатов наблюдается высокая степень ориентации первичных каолиновых частиц (см. рис. 45, *в*), расстояние между которыми может быть рассчитано по уравнению (6.4) и равно: 0,36; 0,18; 0,11; 0,08 мкм.

На рис. 46, *a* приведена РЭМ-микрофотография образца глинистого сланца с типичной ламинарной микроструктурой, характеризующейся высокой степенью ориентации частиц в плоскости сланцеватости. Дифракционная картина этого изображения (см. рис. 46, *б*) представляет собой сильно вытянутый эллипс, большая ось которого перпендикулярна к напластованию.

Метод градиента интенсивности сигнала полутонового РЭМ-изображения (фотографии) основан на том, что в каждой точке РЭМ-изображения вычисляют производные (интенсивности) сигнала по двум взаимно ортогональным направлениям: dI/dX и dI/dY . Направление градиента интенсивности сигнала в каждой точке можно определить по формуле

$$\operatorname{tg} \Theta = \frac{dI/dY}{dI/dX},$$

а его величину — по выражению

$$V = \sqrt{(dI/dX)^2 + (dI/dY)^2}.$$

Можно построить полюсную диаграмму распределения градиентов интенсивности сигнала в плоскости изображения. Пре-

имущественное направление ориентации структурных элементов определяют исходя из условия соответствия наибольшего градиента интенсивности сигнала направлению вдоль самых



Рис. 45. РЭМ-микрофотография (а) и оптические дифракционные картины всего снимка (б) и отдельного микроагрегата (в) образца эллипального каолинита

узких деталей изображения (перпендикулярно к микрослоистости), а наименьшего — вдоль самых длинных (параллельно микрослоистости). Отношение полуосей полюсной фигуры (обычно эллипса) принимают за показатель анизотропии микротекстуры.

Практически метод градиента интенсивности реализуется с помощью специальных устройств — денситометров, позволяющих выделять на полутоновой РЭМ-фотографии до 256 уровней серого тона. Обычно на фотографии определяются интенсивности сигнала по 500×500 точкам, которые затем оцифровываются и записываются на магнитную ленту. На оцифровку одного изображения может затрачиваться не более 2 мин. Оцифрованное изображение, записанное на магнитную ленту, анализируется на ЭВМ, которая определяет градиенты интен-

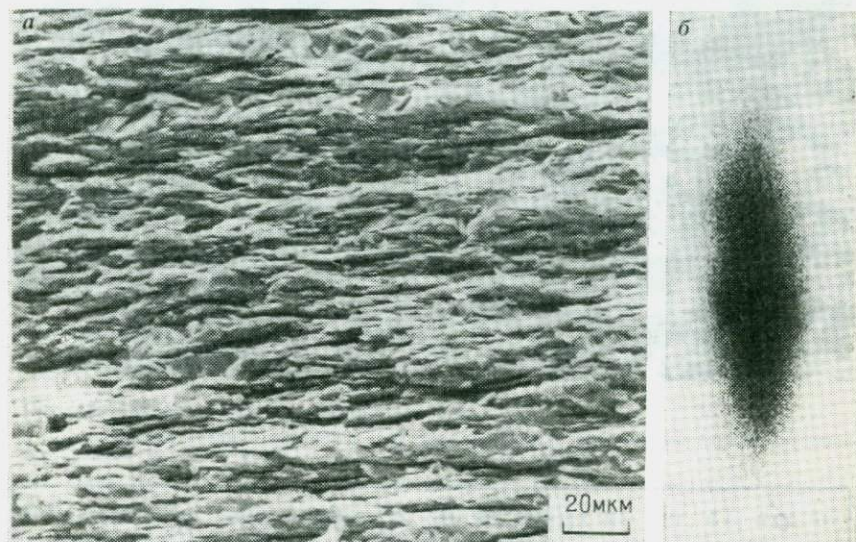


Рис. 46. РЭМ-микрофотография (а) и оптическая дифракционная картина (б) образца глинистого сланца

сивностей сигнала (строит полюсные диаграммы ориентации и рассчитывает направление преимущественной ориентации структурных элементов).

На рис. 47, а приведена РЭМ-микрофотография образца озерного суглинка, а на рис. 47, б — полюсная диаграмма распределения градиентов интенсивности сигнала. Данные количественного анализа показали, что, несмотря на довольно изотропное микростроение (показатель анизотропии около 2,39), существует направление под углом $-87,8^\circ$ к вертикали, вдоль которого имеется некоторая ориентация частиц.

На рис. 46, а показана РЭМ-микрофотография образца глинистого сланца, который имеет высокую степень ориентации (см. рис. 47, в) с показателем анизотропии около 13,33 и направлением ориентации $+89,5^\circ$ к вертикали.

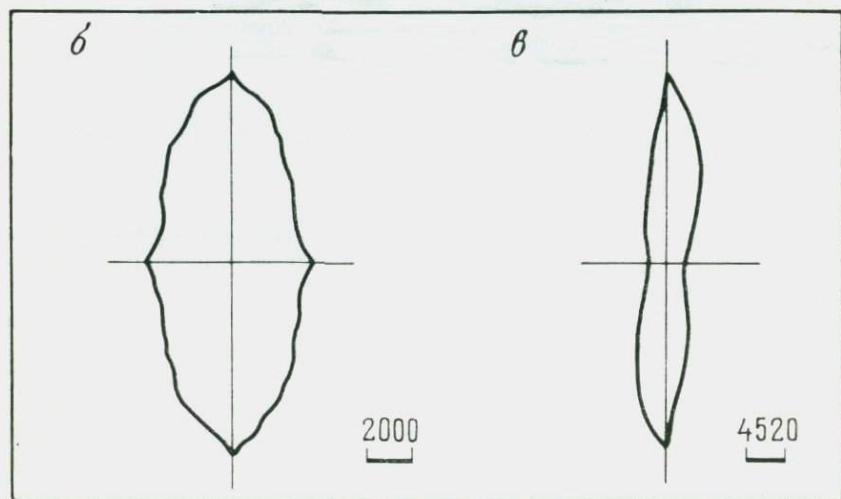


Рис. 47. РЭМ-микрофотография (а) и полюсные диаграммы распределения градиента интенсивности сигнала для образцов озерного суглинка (б) и глинистого сланца (в) (см. рис. 46, а)

Существенным недостатком метода является необходимость чрезвычайно большого объема вычислений и использование мощной ЭВМ.

Метод длин и числа хорд давно применяется для оценки ориентации структурных элементов по их электронным микрофотографиям. Это один из наиболее простых методов количественной оценки микротекстуры. В основе его лежит вычисление распределения длин или числа хорд на предварительно дискриминированном (бинарном) РЭМ-изображении (фотографии) для каждого из выбранных направлений, например, при круговом повороте изображения (фотографии) через 10—20°. Направление, соответствующее максимальной длине хорд или перпендикулярное к их максимальному числу, и будет направлением преимущественной ориентации. На рис. 48, а, б показаны круговые диаграммы числа хорд для изотропной и

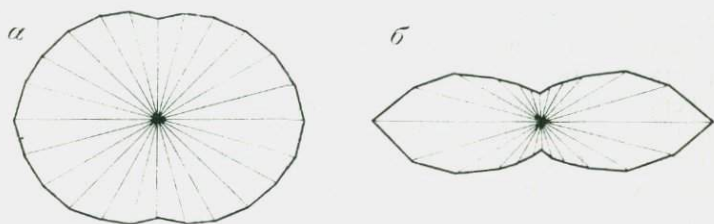


Рис. 48. Круговые диаграммы числа хорд:

а — для образца озерного суглинка (см. рис. 47, а); б — для образца глинистого сланца (см. рис. 46, а)

анизотропной микроструктур, приведенных на рис. 47, а и 46, а соответственно. Из этих графиков видно, что для образца, в котором практически отсутствует преимущественное направление ориентации (см. рис. 47, а), диаграмма имеет форму круга (см. рис. 48, а), а для образца глинистого сланца с хорошо ориентированной текстурой характерна вытянутая форма диаграммы (см. рис. 48, б), большая ось которой параллельна направлению сланцеватости.

Большим преимуществом метода наряду с простотой является малый объем вычислений, а к существенным недостаткам относится некорректность получаемых данных из-за отсутствия стандартной методики дискриминации изображения и, в связи с этим, возможность применения метода только для образцов с очень глубокими (контрастными) порами.

Метод магнитной анизотропии. Магнитная анизотропия горных пород исследовалась геофизиками в связи с решением основной задачи палеомагнетизма — реконструкцией древнего магнитного поля Земли. Некоторые из них (И. Грэхэм, Д. Стоне) указывали на возможность применения этого метода в петрографических целях для оценки степени ориентировки ферромагнитных частиц в горной породе. Г. Изингом и Е. Бенедиктом

установлена значительная разница в величине магнитной восприимчивости в плоскости напластования и в перпендикулярном направлении на примере ленточных глин и глинистых осадков. Во всех этих измерениях магнитная анизотропия горных пород объяснялась только анизотропным распределением ферромагнитных частиц. Однако наши эксперименты на образцах различных естественных глин показали, что их магнитная анизотропия в основном определяется самими глинистыми минералами в связи с пластинчатой или вытянутой формой частиц. При этом роль ферромагнитного компонента в магнитной анизотропии некоторых глин может быть ничтожной и практически полностью обусловленной анизотропией формы частиц глинистых минералов [32].

Метод магнитной анизотропии обладает рядом преимуществ по сравнению с другими методами изучения текстур глин. Наиболее важным из них является возможность количественной оценки текстуры в объеме. Кроме того, он позволяет исследовать образцы макроразмера (диаметром более 2 см) с естественной влажностью и плотностью. Метод требует учета и анализа ферромагнитного компонента, поскольку экспериментально измеряется анизотропия магнитной восприимчивости. Как показал опыт, эта трудность преодолима.

Теория метода магнитной анизотропии заключается в описании анизотропной величины магнитной восприимчивости k в виде тензора второго ранга

$$\begin{vmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{vmatrix}.$$

Намагниченность вдоль осей координат в этом случае соответственно записывается в виде уравнений:

$$I_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} k_{1j}H_j;$$

$$I_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} k_{2j}H_j;$$

$$I_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} k_{3j}H_j.$$

Если, например, магнитное поле приложено вдоль координатной оси x , то $H = (H_1, 0, 0)$ и соответственно $I_1 = k_{11}H_1$, $I_2 = k_{21}H_1$, $I_3 = k_{31}H_1$ (где k_{11} соответствует магнитной восприимчивости вдоль оси x , а k_{21} и k_{31} являются поперечными компонентами). В геометрической интерпретации тензор магнитной восприимчивости может быть представлен в виде эллипсоида вращения (в случае изотропии — сферой), у которого величины

главных осей задаются диагональными членами матрицы в соответствии с выражениями

$$\begin{aligned} k_{11} &= \lambda_1 + k_{\text{ср}}; \\ k_{22} &= \lambda_2 + k_{\text{ср}}; \\ k_{33} &= \lambda_3 + k_{\text{ср}}; \end{aligned} \quad (6.5)$$

где k_{ii} — длина главной оси эллипсоида; λ_n — корень кубического уравнения; $k_{\text{ср}}$ — средняя магнитная восприимчивость образца, подлежащая независимому экспериментальному определению. Задача определения и описания текстуры сводится к нахождению величин векторов k_{11} , k_{22} , k_{33} и их положения в пространстве относительно системы координат.

Если анизотропный образец подвесить на тонкой кварцевой нити во вращающемся магнитном поле и измерять вращательный момент в зависимости от угла поворота магнитного поля, то в результате получаются кривые синусоидального типа. Зависимость механического момента вращения образца M от угла поворота магнитного поля θ записывается в виде ряда Фурье: $M = M_0 + M_1 \sin(\theta + \varphi) + M_2 \sin 2\theta + M_4 \sin 4\theta$. В данном уравнении преобладающим членом является $M_2 \sin 2\theta$, который описывает суммарную анизотропию формы частиц всех минералов, из которых состоит порода, т. е. текстуру.

В конечном счете после некоторых преобразований величина M может быть записана в виде уравнения: $M = H^2 [1/2(k_{22} - k_{11}) \sin 2\theta + k_{21} \cos 2\theta]$, где H — напряженность поля; θ — угол поворота поля; k_{22} , k_{11} , k_{21} — члены матрицы.

Подставляя в это уравнение любые два экспериментально определенные значения момента $M_1 = \varphi(\theta_1)$ и $M_2 = \varphi(\theta_2)$ для всех трех экспериментальных кривых, можно определить величины разностей между главными значениями магнитной восприимчивости $(k_{22} - k_{11})$, $(k_{33} - k_{22})$, $(k_{33} - k_{11})$, а также все недиагональные члены матрицы. Тензор k_{ij} записывается в виде суммы девиатора и шарового тензора $(k_{ij}) = (k_{ij}) + 1/3(\Sigma k_{ij}) \times \times (I)$ с тем, чтобы найти главные оси девиатора, которые будут главными осями искомой текстуры. При этом справедливы следующие выражения:

$$\begin{aligned} k_{11} &= \frac{k_{11} - k_{22}}{3} + \frac{k_{11} - k_{33}}{3}, \\ k_{22} &= \frac{k_{22} - k_{33}}{3} + \frac{k_{22} - k_{11}}{3}, \\ k_{33} &= \frac{k_{33} - k_{11}}{3} + \frac{k_{33} - k_{22}}{3}, \end{aligned}$$

причем $\Sigma k_{ij} = 0$.

После этого матрица расписывается в кубическое уравнение вида $\lambda^3 + a_2\lambda + a_3 = 0$. Используя его решения λ_1 , λ_2 , λ_3 , с помощью уравнений (6.5) подсчитываются величины k_{11} , k_{22} , k_{33} . Далее, подставляя в девиатор значения k_{ij} , находят направляю-

щие косинусы главных осей текстуры, после чего может быть построен эллипсоид. Решение кубического уравнения, определение направляющих косинусов и разложение экспериментальных кривых в ряд Фурье осуществляется на ЭВМ. В конечном итоге текстура любой горной породы характеризуется коэффициентом $k_M = (k_{\max} + k_{\text{ср}}) / 2k_{\min}$ и угловой характеристикой α , определяющей расположение оси или плоскости преимущественной ориентации частиц относительно горизонтальной плоскости. В результате изучения текстур глин различного генезиса, возраста и состава методом магнитной анизотропии предложена генетическая классификация текстур генетических типов глинистых пород (см. разд. 6.1).

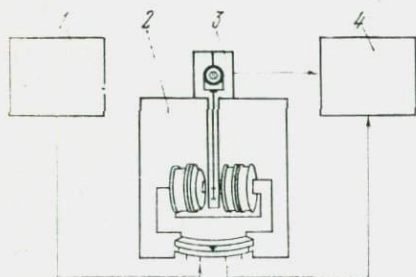


Рис. 49. Схема магнитного анизометра:

1 — блок регулировки тока; 2 — электромагнит с автоматическим поворотным устройством; 3 — фазовый датчик с устройством для подвески образцов; 4 — электронный блок и автоматический двухкоординатный самописец

Для измерений магнитной анизотропии горных пород используется магнитный анизометр (рис. 49). Электромагнит, установленный на вращающейся платформе, позволяет осуществлять поворот постоянного магнитного поля вокруг образца со скоростью в $1/60$ и $2/60$ с⁻¹. Специальная схема коммутации дает возможность вращать электромагнит в обоих направлениях с автоматическим выключением через один полный оборот. При необходимости вращения электромагнита может быть остановлено в любой точке и изменено на обратное. Система подвески образца состоит из упругой нити 3, на которой подвешен кварцевый стержень с держателем образца 1. Она работает на компенсационном принципе, т. е. возникающий в образце вращательный механический момент компенсируется подачей электрического сигнала на катушку 2, магнитное поле которой взаимодействует с полем ферритового стержня 4, в результате чего система подвески возвращается в исходное начальное положение. Компенсационный электрический ток, подаваемый с блока усилителя, является мерой механического момента. Этот сигнал автоматически записывается по оси ординат на двухкоординатном самописце ПДС-021 м. Блок усилителя задает электрический сигнал на катушку в соответствии с величиной механического момента. Самописец производит автоматическую запись зависимости механического момента от угла поворота магнитного поля $M = \varphi(\theta)$. По оси ординат записывается сигнал, пропорциональный M , а по оси абсцисс — углу поворота поля θ , что осуществляется с помощью потенциометра, связанного с осью вращения платформы. Чувствитель-

ность электромагнита может быть остановлено в любой точке и изменено на обратное. Система подвески образца состоит из упругой нити 3, на которой подвешен кварцевый стержень с держателем образца 1. Она работает на компенсационном принципе, т. е. возникающий в образце вращательный механический момент компенсируется подачей электрического сигнала на катушку 2, магнитное поле которой взаимодействует с полем ферритового стержня 4, в результате чего система подвески возвращается в исходное начальное положение. Компенсационный электрический ток, подаваемый с блока усилителя, является мерой механического момента. Этот сигнал автоматически записывается по оси ординат на двухкоординатном самописце ПДС-021 м. Блок усилителя задает электрический сигнал на катушку в соответствии с величиной механического момента. Самописец производит автоматическую запись зависимости механического момента от угла поворота магнитного поля $M = \varphi(\theta)$. По оси ординат записывается сигнал, пропорциональный M , а по оси абсцисс — углу поворота поля θ , что осуществляется с помощью потенциометра, связанного с осью вращения платформы. Чувствитель-

ность установки вполне достаточна для работы на любых осадочных породах. Все измерения производятся на маркированных по осям координат сферических образцах диаметром 18 мм. Каждый образец последовательно подвешивается за три координатные оси X , Y , Z в результате получают три синусоидальные экспериментальные кривые зависимости $M = \varphi(\theta)$.

Ультразвуковой метод. Использование ультразвукового метода для изучения текстурных особенностей глинистых пород основано на зависимости упругих свойств пород от направления измерения. Всякое упорядоченное распределение минеральных зерен или иных частиц вытянутой формы, ориентированное распределение микротрещин или удлиненных пор вызывает анизотропию упругих свойств. Такая анизотропия наиболее просто и быстро может быть выявлена с помощью ультразвуковых измерений на образцах породы. Как показали исследования Франклина и Мэтсона, скорость распространения ультразвуковых волн в глинах зависит от направления измерения и может служить показателем анизотропии свойств. По данным ультразвуковых измерений на образцах глин, равно как и на образцах-моделях с ориентированной микротекстурой, известно, что скорость ультразвуковых волн в направлении, параллельном поверхности напластования, всегда выше, чем в перпендикулярном. Максимальные значения коэффициента анизотропии скоростей достигают $K_v = 1,8-1,9$.

Величина K_v в глинах со слоистой текстурой непостоянна и зависит от влажности. Максимальных значений K_v достигает при влажности, соответствующей воздушно-сухой породе, и быстро снижается с увеличением влажности до максимальной молекулярной влагоемкости. Эксперименты по установлению количественной зависимости анизотропии скоростей от степени ориентации глинистых частиц выполнены В. И. Осиповым [31].

Степень анизотропности образцов глинистых пород обычно оценивают с помощью ультразвукового прозвучивания образцов во взаимно перпендикулярных направлениях. Для измерений пригоден любой сейсмоскоп с датчиками на 100—70 кГц. Излучатель и приемник ультразвуковых колебаний располагаются на противоположных сторонах образца-монолита. Одно из направлений выбирается вдоль слоистости, другое — перпендикулярно к ней. При изучении образцов с естественной влажностью во избежание высыхания глин на воздухе запарафинированный монолит перед измерением скорости упругих волн не вскрывают полностью, а прорезают в марле два окошка с противоположных сторон образца, аккуратно выравнивая поверхность в местах контактов породы с датчиками. Для обеспечения надежного акустического контакта датчиков с породой места контактов смазывают солидолом. При измерениях необходимо следить за тем, чтобы датчики прижимались к породе с постоянным, не слишком большим усилием, т. е. так, чтобы не происходило вдавливания торцов датчиков в монолит.

Измерения следует начинать с направления, перпендикулярного к напластованию, так как в этом случае торцы слоев закрыты предохранительной оболочкой и высыхание минимально, затем прорезываются окошки в парафиновой оболочке и измеряются скорости в направлении вдоль напластования.

6.8. ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ ПОРОД И КОНТАКТНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ

Одной из важных характеристик дисперсных пород являются структурные связи, существующие между структурными элементами и обуславливающие механическую прочность породы. В дисперсных горных породах выделяют структурные связи: коагуляционные, переходные, кристаллизационные, цементационные, за счет механического зацепления частиц, а также смешанного типа.

Структурные связи обусловлены магнитными, молекулярными, капиллярными, электростатическими, ионно-электростатическими силами, а также силами химической природы [7, 31].

Наименьшую прочность имеют породы с коагуляционными структурными связями, обусловленными магнитными и молекулярными силами, величина которых на единичном контакте не превышает 10^{-9} Н. Они характерны для молодых осадков, илов, сильно увлажненных нелитифицированных глин.

Наибольшую прочность имеют породы с кристаллизационными и цементационными связями (аргиллиты, алевролиты, песчаники, опоки), возникающими за счет химических (валентных) сил. Их величина на единичном контакте может достигать 10^{-3} Н.

Дисперсные породы с переходным типом структурных связей (например, слабодонасыщенные глинистые породы, лёссы, трепела, мел), часто встречающиеся в природе, обусловлены капиллярными и ионно-электростатическими силами. По прочности такие связи занимают промежуточное положение. Их величина на единичном контакте может изменяться от 10^{-6} до 10^{-7} Н.

Особую группу составляют несвязные дисперсные породы (песок, пыль), между частицами которых действуют только силы механического зацепления, связанные с взаимным трением частиц и в меньшей степени с молекулярным и электростатическим (преимущественно трибоэлектрическим) взаимодействием. Сила взаимодействия между двумя частицами в подобных породах обычно не превышает 10^{-10} Н.

Среди дисперсных горных пород наиболее распространены породы со смешанным типом структурных связей (совокупность любых из перечисленных структурных связей). Так, в тугопластичных глинистых породах средней степени литификации невысокая прочность и способность к набуханию могут определяться наличием коагуляционных и переходных структурных связей. Большая прочность высоколитифицированных глин,

мергелей, мела, некоторых лёссов, трепелов и их способность проявлять пластические свойства и набухать после нарушения первичного сложения свидетельствуют о наличии наряду с коагуляционными структурными связями значительного количества кристаллизационных и цементационных структурных связей.

Образование структурных связей в дисперсных горных породах идет не по всей межфазной поверхности структурных элементов, а только в местах их контактов. Тип индивидуальных контактов, а также их число являются важнейшими характеристиками структуры, определяющими прочностные и деформационные свойства породы.

В дисперсных горных породах выделяют три основных типа контактов [31, 36]: коагуляционный, переходный, фазовый. Каждый тип характеризуется определенным механизмом формирования и природой сил (структурных связей), действующих в зоне контакта, геометрией и величиной прочности.

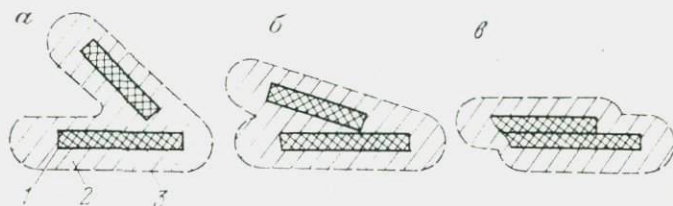


Рис. 50. Типы контактов в дисперсных горных породах:

а — коагуляционный; *б* — переходный (точечный); *в* — фазовый. 1 — твердая частица; 2 — жидкая фаза; 3 — граница жидкой фазы

Коагуляционные контакты. Образование сцепления в таких контактах идет за счет дальнедействующих молекулярных, а иногда магнитных и электростатических сил. Характерной особенностью таких контактов является присутствие между частицами тонкой равновесной прослойки жидкости, толщина которой соответствует минимуму свободной энергии системы (рис. 50, *а*). Наличие подобных прослоек на участках коагуляционного сцепления обуславливает их легкое разрушение при действии механических нагрузок и быстрое восстановление при снятии таких нагрузок. Типичными породами с коагуляционными контактами являются современные илы и сильно увлажненные, слаболитифицированные глины. Прочность единичного коагуляционного контакта в дисперсных породах изменяется от 10^{-12} до 10^{-8} Н. При этом могут быть выделены дальние (10^{-12} — 10^{-11} Н) и ближние (10^{-10} — 10^{-8} Н) коагуляционные контакты.

Переходные (точечные) контакты. По мере сближения структурных элементов дисперсных пород под действием внешней нагрузки или высушивания может происходить утоньшение и последующий прорыв гидратной пленки с образованием непосредственных переходных или точечных контактов

между частицами на площади в одну или несколько атомных ячеек (см. рис. 50, б). В основе такого контакта лежат ионно-электростатические силы и силы химической природы. Возникновению этих контактов во многом способствуют капиллярные силы, часто осуществляющие взаимный поджим частиц при высухании породы. Важной особенностью переходных контактов является их обратимость по отношению к воде. По прочности эти контакты занимают промежуточное положение между коагуляционными и фазовыми, и их величина может достигать 10^{-7} Н.

Фазовые контакты. При дальнейшем сближении частиц и увеличении площади их непосредственного соприкосновения переходные контакты становятся фазовыми или развитыми (см. рис. 50, в). Образование таких контактов обусловлено химическими и ионно-электростатическими силами, действующими на площади, значительно превосходящей площадь элементарной ячейки. Поэтому структура фазовых контактов аналогична участку границы зерен в поликристаллическом веществе.

Фазовые контакты в дисперсных горных породах могут формироваться в результате повышения давления и температуры в процессе литогенеза, а также за счет перекристаллизации имеющихся аморфных веществ и цементации частиц солями и окислами. Прочность единично фазового контакта может изменяться от 10^{-7} до 10^{-3} Н.

Изучение структурных связей и контактных взаимодействий дисперсных пород. Структурные связи и контактные взаимодействия можно изучать с помощью прямых и косвенных методов. Прямые методы основаны на непосредственном измерении того или иного компонента структурных связей путем определения прочности индивидуального контакта между частицами дисперсной породы. Косвенные методы позволяют характеризовать тип контакта по таким показателям, как прочность на одноосное раздавливание, сдвиг, характер деформационных кривых, кинетика набухания и т. д. При этом все методы исследования можно подразделить на микроскопические и макроскопические.

К микроскопическим методам относятся эксперименты по прямому измерению прочности, индивидуальных контактов различных типов между частицами. Исследования проводятся на прецизионном приборе, обеспечивающем поджим одной частицы к другой и измерение прочности образующегося контакта в широком интервале значений от 10^{-8} до 10^{-3} Н (рис. 51). В качестве измерителя силы и нагружающего элемента применяется высокочувствительная магнитно-электрическая система гальванометра типа М-122. Измерение силы осуществляется с точностью 10^{-8} Н. При проведении эксперимента одна из частиц 6 жестко связана со стрелкой 4 гальванометра магнитно-электрической системы, а другая 7 — с манипулятором рейтера 2 так, чтобы она могла перемещаться в двух вза-

имно перпендикулярных направлениях. Момент соприкосновения фиксируется с помощью длиннофокусного микроскопа 8. Усилие поджима частиц создается за счет пропуска тока по цепи рамки 1, а усилие отрыва определяется по величине тока, пропускаемого через рамку в обратном направлении. Измеряемая сила соответствует прочности контакта на разрыв, т. е. в чистом виде отражает суммарный эффект структурных свя-

Рис. 51. Схема прибора для измерения прочности индивидуальных контактов

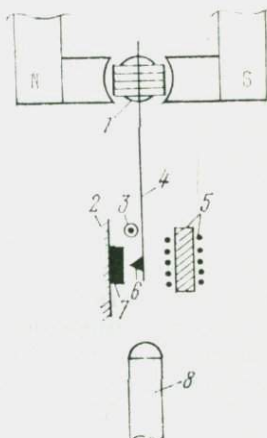
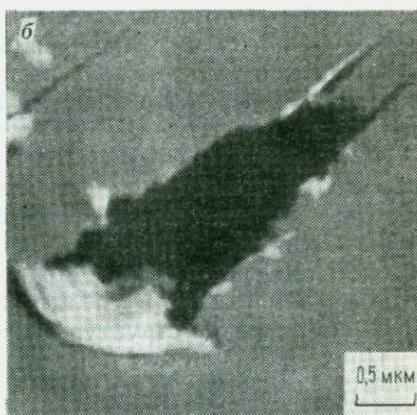


Рис. 52. Фотографии, полученные с помощью РЭМ:

a — контакта микрокристаллов NaCl; *б* — отпечаток на поверхности слюды, покрытой золотом, оставленный после разрушения ее контакта с микрокристаллом



зей, обуславливающих прочность исследуемого контакта. Устройство позволяет проводить измерения на воздухе и в жидких средах при температурах от комнатной до 200 °С, для этого имеются нагреватель 5 и измеритель температуры — термопара 3. Все это дает возможность анализировать коагуляционные, переходные и фазовые контакты.

Особую трудность при микроскопических экспериментах представляют точная фиксация момента соприкосновения частиц и определение площади отпечатка (контакта) после раз-

рушения контакта, что необходимо для измерения субмикротвердости. С этой целью применяют устройство, позволяющее исследовать контактные взаимодействия непосредственно в камере образцов РЭМ. Высокая разрешающая способность РЭМ ($5 \cdot 10^{-9}$ м), широкий диапазон увеличения (от оптических до электронно-оптических) и большая глубина фокуса получаемых изображений позволяют точно фиксировать момент контакта и отрыва частиц, а также проводить измерение площади контактных отпечатков.

При определении сил взаимодействия между образцами (частицами или микрорекристаллами) один из них размещается на стандартном гониометрическом устройстве в камере образцов РЭМ. Грубое перемещение образца осуществляется путем его вращения в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Второй образец закрепляется на держателе, жестко связанном с подвижной частью магнитоэлектрической системы. Плавное сближение образцов, их взаимный поджим и последующий отрыв осуществлялись пропусканием тока через рамку системы. Точность измерения механических усилий, действующих в области контакта образцов, составляла $5 \cdot 10^{-9}$ Н. Диапазон измеряемых сил — от 10^{-3} до 10^{-8} Н.

На рис. 52, *а* приведена фотография момента контакта микрорекристаллов NaCl (при этом фиксировалось усилие поджима), а на рис. 52, *б* — отпечаток на поверхности слюды, напыленной золотом, оставленный после разрушения ее контакта с микрорекристаллом. Зная усилия поджима и отрыва частиц и площадь контакта между ними, можно определить субмикротвердость поверхности кристалла и прочность индивидуального контакта.

Макроскопические методы подразделяются на прямые и косвенные. Первые из них основаны на измерении прочностных параметров, отражающих суммарный эффект структурных связей дисперсных пород. На основании принятой модели дисперсного тела можно рассчитать прочность индивидуального контакта и сделать выводы о присутствии тех или иных компонентов структурных связей.

Прочность индивидуальных контактов P_1 определяют по формуле (по Е. Д. Шукину)

$$P_1 = R_t / \chi,$$

где R_t — прочность дисперсной породы на разрыв; χ — число контактов на единице разрушаемой площади, определяемое размером контактирующих элементов (радиусом r) и характером их упаковки в пространстве (параметром N , зависящим от пористости):

$$\chi = 1 / (4r^2 N^2).$$

Для определения χ и последующего расчета P_1 структуру анализируемой дисперсной породы обычно аппроксимируют мо-

делью дисперсного пористого тела. В последнее время широкое применение нашла глобулярная модель, предложенная П. А. Ребиндером и его учениками и достаточно точно описывающая структуру агрегированных глин, суглинков и опок.

Существенным недостатком глобулярной модели пористого тела является то, что она не учитывает полидисперсность и анизотричность структурных элементов многих дисперсных горных пород.

Сопротивление разрыву дисперсных горных пород в зависимости от их петрографического типа может определяться с помощью одноосного растяжения, изгиба, разрыва дисков бразильским способом, разрыва полых образцов давлением изнутри (см. гл. 10), а для несвязных дисперсных пород — с помощью специальных устройств (адгезиометров), определяющих прочность отрыва слоя минеральных частиц.

Наиболее сложно устанавливается прочность на разрыв для влажных и пластичных глинистых пород. Для глин пластичной консистенции можно применять метод разрыва образцов, напоминающих по форме катушку или восьмерку, а также проводить разрыв полых образцов давлением изнутри [7]. Для образцов дисперсных пород с большей влажностью прямых методов определения R_t нет. В табл. 25 приведены данные о структурных параметрах и прочности на разрыв для дисперсных горных пород нарушенного и ненарушенного сложения, о числе контактов и величинах прочности индивидуальных контактов, а также характеристика и величины структурных связей.

Косвенные методы основаны на изучении ряда свойств дисперсных пород, а также прочностных и деформационных характеристик, указывающих на присутствие в породе того или иного компонента структурных связей и дающих их качественную оценку.

Набухание является одной из характеристик дисперсной породы, достаточно точно отражающей тип структурных связей [31]. Дисперсные породы с коагуляционными структурными связями, в которых преобладают дальние коагуляционные контакты (например, молодые илы) обычно слабо уплотнены, имеют высокую влажность и практически не набухают.

Дисперсные породы с ближними коагуляционными контактами (например, слабо литифицированные глины) начинают проявлять набухание, величина которого определяется дисперсностью, минеральным составом, степенью уплотнения, составом и концентрацией порового раствора и т. д. В зависимости от этих факторов величина набухания пластичных глин может изменяться от 1 до 25 %. Важной особенностью глин с такими контактами является то, что величина и кинетика их набухания (рис. 53, а) не изменяются при испытании в естественном и нарушенном сложениях (при соблюдении постоянства их плотности и влажности), что объясняется обратимостью коагуляционных контактов, которые после разрушения быстро восстанавливаются.

Величина и характер структурных связей в дисперсных горных породах

Образец	Преимущественный размер структурных элементов r , мкм	Пористость n , %	Число контактов на единицу площади разрушенного сечения χ	Виды испытания	Прочность образцов на разрыв R_L , МПа	Прочность индивидуального контакта P_L , Н	Тип контакта	Вид структурных связей (силовая характеристика)
Уплотненный порошок каолинита ($W = W_T$)	0,75	51,6	$3,56 \cdot 10^7$	Разрыв бразильским способом	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	Ближний коагуляционный	Коагуляционные, за счет дальнедействующих молекулярных сил
Уплотненный порошок кварца ($W = W_T$)	0,75	51,6	$3,56 \cdot 10^7$	То же	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-9}$	То же	То же
Уплотненный порошок каолинита, частицы которого покрыты магнетитовой пленкой в магнитном поле ($W = W_T$)	2,00	69,5	$2,56 \cdot 10^7$	Отрыв	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	» »	Коагуляционные, за счет дальнедействующих молекулярных и магнитных сил
Уплотненная каолиновая паста ($W = W_T$)	0,50	46,0	$1,20 \cdot 10^8$	Разрыв образца в виде катушки	$1,35 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	Переходный	Переходные, за счет молекулярных сил и появляющихся капиллярных и ионно-электростатических сил
Палыгорскитовая глина ($W_{MMB} < W < W_D$)	0,50	58,0	$7,00 \cdot 10^7$	То же	$1,76 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-7}$	»	Переходные, за счет молекулярных и капиллярных сил, а также незначительных ионно-электростатических взаимодействий
Уплотненная каолиновая паста ($W \approx W_{MMB}$)	0,50	54,0	$6,80 \cdot 10^7$	То же	$2,00 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-7}$	»	Переходные, преимущественно за счет капиллярных сил и слабых ионно-электростатических взаимодействий
Высушенная уплотненная монтмориллонитовая паста ($W = W_T$)	0,75	51,6	$3,56 \cdot 10^7$	Разрыв бразильским способом	$2,52 \cdot 10^{-1}$	$7,3 \cdot 10^{-7}$	»	Переходные, за счет ионно-электростатических сил
Лёсс среднесуглинистый ($W = W_T$)	5,0	47,0	$1,0 \cdot 10^6$	Трехточечный изгиб балочки	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-8}$	»	То же
Трепел ($W = W_T$)	0,75	54,0	$3,0 \cdot 10^7$	Разрыв бразильским способом	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$4,1 \cdot 10^{-7}$	Переходный и фазовый	Смешанные, включающие переходные, за счет ионно-электростатических сил между глинистыми частицами и цементационные между опаловыми глобулами за счет химических сил
Опока ($W = W_T$)	0,50	43,0	$1,33 \cdot 10^8$	Разрыв бразильским способом	5,44	$4,0 \cdot 10^{-6}$	Фазовый	Кристаллизационные, за счет химических сил между опаловыми глобулами
Песчаник кварцевый с кремнистым цементом ($W = W_T$)	5,0	47,0	$1,0 \cdot 10^6$	То же	6,51	$6,5 \cdot 10^{-6}$	»	Цементационные, за счет химических сил

ливаются и в дальнейшем ведут себя точно так же, как и до разрушения.

Набухание дисперсных пород со смешанными структурными связями (среднелитифицированные глины, трепел, мел) отличается большим разнообразием по величине и кинетике. Эти породы вследствие присутствия некоторого числа фазовых контактов дают небольшую величину набухания, не превышающую 15 %. Отличительной особенностью таких пород является проявление у них значительного набухания в нарушенном состоянии (см. рис. 53, б), что объясняется разрушением прочных фазовых контактов и их последующей гидратацией, способствующей увеличению набухания породы.

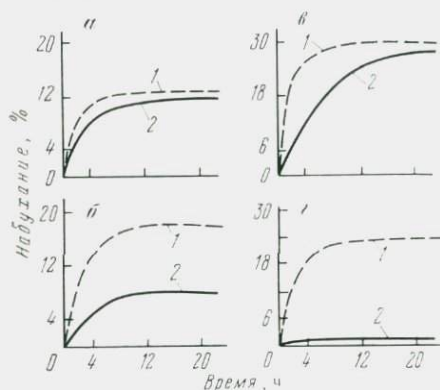


Рис. 53. Характер набухания дисперсных горных пород с различным типом исходных структурных связей в нарушенном (1) и ненарушенном (2) состоянии.

Структурные связи: а — коагуляционные; б — смешанные; в — переходные; г — кристаллизационно-цементационные

Породы с прочными кристаллизационными и цементационными структурными связями, обусловленными наличием между частицами преимущественно фазовых контактов (аргиллиты, песчаники, опоки), практически не набухают. Величина их набухания не превышает 3 %. Однако при нарушении естественной структуры набухание резко возрастает и может достигать 40 % (см. рис. 53, г).

Одноосное сжатие дисперсных пород с коагуляционными структурными связями, в которых преобладают дальние коагуляционные контакты (например, в слабо литифицированных глинах), не проводится из-за скрытотекучего характера их деформации. При приложении к таким породам даже незначительных нагрузок (10^3 — 10^2 Па) они теряют прочность и начинают течь.

Прочность на одноосное сжатие R_c дисперсных пород с ближними коагуляционными контактами (глины, суглинки) достигает 0,5 МПа.

На рис. 54 (кривая 1) приведен деформационный график глинистой породы с близкими коагуляционными контактами. Характерной особенностью ее является отсутствие или слабая выраженность линейного участка деформационной кривой. Деформирование носит вязкий характер, переходящий в дальнейшем в явно выраженное пластическое течение. Отношение нагрузки, соответствующей пределу упругости, к нагрузке предела прочности обычно не превышает 30 %.

Дисперсные породы со смешанными структурными связями, в которых преобладают коагуляционные и фазовые контакты, по своей прочности и деформационному поведению существенно отличаются от пород предыдущего типа. Для них характерно достаточно высокое значение R_c , изменяющееся от 0,3 (у слабоуплотненных) до 2,5 МПа (у среднеуплотненных и частично сцементированных пород). На деформационных кривых у таких пород (см. рис. 54, кривая 2) отчетливо выделяется упругий участок, имеющий вид прямой или выпуклой (вследствие дилатантного уплотнения при сжатии) линии. В целом характер деформации дисперсных пород со смешанными структурными связями можно считать упруговязким и упругодилатантовязким.

Дисперсные породы с кристаллизационными и цементационными структурными связями, обусловленными присутствием фазовых контактов, имеют прочность на одноосное сжатие R_c 2—60 МПа, а у некоторых цементированных разновидностей (песчаники с кремнистым и железистым цементом) она может достигать 150 МПа. Деформирование таких пород идет как у упругих тел — практически во всем диапазоне напряжений, вплоть до полного разрушения, деформация носит линейный характер, т. е. предел их упругости совпадает с пределом прочности (см. рис. 54, кривая 4). Относительная деформация разрушения составляет 1—5 %.

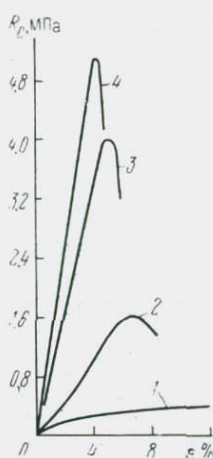


Рис. 54. Зависимость характера деформации дисперсных горных пород при одноосном сжатии от типа структурных связей:

1 — коагуляционных; 2 — смешанных; 3 — переходных; 4 — кристаллизационно-цементационных

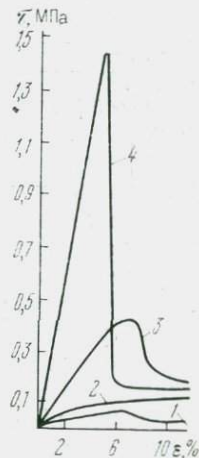


Рис. 55. Зависимость характера деформации дисперсных горных пород при плоском срезе от типа структурных связей:

1 — коагуляционных с дальними контактами; 2 — то же, с близкими контактами; 3 — смешанных; 4 — кристаллизационно-цементационных

Дисперсные породы с переходным типом структурных связей (высушенные глины), обусловленных присутствием переходных контактов, во многом повторяют поведение пород с фазовыми контактами. В зависимости от дисперсности и степени дегидратации их прочность на одноосное сжатие может изменяться от 1,3 до 5 МПа. Деформационная кривая почти во всем диапазоне сжатия носит упругий характер (см. рис. 54, кривая 3). Однако вблизи R_c отмечается небольшой участок вязкой деформации, предшествующий хрупкому разрушению. Характер разрушения можно отнести к упруговязкому. Относительная деформация разрушения составляет 2—7 %.

Сопrotивление сдвигу. Изучение параметров сдвиговых испытаний, так же как и характер деформационных кривых при сдвиге, дает представление о структурных связях, существующих в дисперсной породе. Сопrotивление сдвигу может быть описано трехчленной формулой (по Н. Н. Маслову): $\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi_w + \Sigma_w + c_c$, где σ — нормальное напряжение; φ_w — угол внутреннего трения при влажности W ; Σ_w — связность породы за счет молекулярных связей при влажности W ; c_c — жесткое структурное сцепление за счет необратимых связей.

Рассмотрение этой формулы с позиций современных представлений о структурных связях в дисперсных породах показывает, что в ней учитывается сцепление как за счет коагуляционных и переходных Σ_w , так и за счет кристаллизационно-цементационных структурных c_c связей [31, 7]. При отсутствии кристаллизационно-цементационных связей, обусловленных наличием фазовых контактов, структурное сцепление определяется исключительно коагуляционными и переходными контактами и $c \approx \Sigma_w$. В породах с преобладанием фазовых контактов структурное сцепление почти полностью определяется c_c , а в породах со смешанным типом структурных связей — обоими компонентами, т. е. $c = \Sigma_w + c_c$. Причем при нормальных нагрузках, меньших прочности структуры ($\sigma < R_t$), наибольшую роль играет величина c_c , а при $\sigma > R_t$ — величина Σ_w . Корреляция между типом структурных связей и величиной угла внутреннего трения также дает хорошие результаты и подробно описана В. И. Осиповым [31].

Значительный интерес при анализе типов структурных связей в дисперсных породах представляет интерпретация деформационных кривых при сдвиге [31]. Их общий вид во многом сходен с кривыми деформации при одноосном сжатии. Отличие заключается в том, что на сдвиговых кривых фиксируется остаточная прочность, отвечающая сопротивлению породы на сдвиг после полного разрушения ее структуры (рис. 55).

Для дисперсных пород с коагуляционными структурными связями, прочность которых определяется дальними коагуляционными контактами (например, у молодых илов и слабо литифицированных глин), характерны низкие значения прочности на сдвиг (10^2 — 10^3 Па). На деформационных кривых при неболь-

ших напряжениях сдвига (см. рис. 55, кривая 1) выделяется упругий участок, который сменяется вязким течением и разрушением структуры при относительных деформациях 8—15 %, приводящим к резкому падению прочности. Остаточная прочность таких структур, как правило, составляет не более 50 % от ее максимального значения.

У дисперсных пород, имеющих ближние коагуляционные контакты (например, пластичные глины), значение прочности на сдвиг повышается. На деформационных кривых этих пород (см. рис. 55, кривая 2) виден небольшой линейный участок упругой деформации, которая при больших нагрузках переходит в вязкое течение, продолжающееся вплоть до относительных деформаций 20 % и более. Характерной особенностью подобных пород является отсутствие на деформационной кривой участка, соответствующего остаточной прочности, что объясняется легкой восстанавливаемостью ближних коагуляционных контактов при деформациях.

Дисперсные породы со смешанным типом структурных связей (коагуляционными и кристаллизационно-цементационными) имеют значительный участок упругой деформации (см. рис. 55, кривая 3), за которым идет вязкое течение и разрушение образца при относительных деформациях 8—12 %. Величина остаточной прочности составляет не менее 30 % от пиковой. Это объясняется присутствием у таких пород жестких фазовых контактов, обуславливающих упругую деформацию в начальный момент сдвига и значительную потерю прочности после разрушения структуры.

Дисперсные породы с переходными и кристаллизационно-цементационными структурными связями упруго деформируются вплоть до предельных сдвиговых напряжений (см. рис. 55, кривая 4). Разрушение их носит хрупкий характер, а остаточная прочность намного меньше пиковой и составляет от нее не более 30 %. Относительная деформация при разрушении 4—8 %.

Глава 7

СОЧЕТАНИЕ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Детальное изучение строения дисперсной горной породы производится при решении разнообразных инженерно-геологических задач. При этом следует иметь в виду, что выбор метода (методов) изучения структуры и текстуры должен соответствовать поставленной задаче и типу исследуемой горной породы. Так, например, изучая структуру типичной крупнозернистой магматической породы, можно ограничиться визуальным описанием и классическим оптическим методом. В другом

случае, когда требуется оценить анизотропию фильтрационных свойств слоистых грубозернистых песков, нет необходимости привлекать тонкие методы, так как задача может быть решена на макро- или в крайнем случае мезоуровне исследования. Поэтому, планируя структурно-текстурные исследования породы, следует прежде всего четко сформулировать инженерно-геологическую задачу и только после этого определить методы изучения структуры и текстуры. Первым этапом такого планирования должен быть выбор уровня исследования. В настоящее время в практике изучения строения горных пород сложились три уровня исследования: макро-, мезо- и микро- (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Уровень исследования	Методы исследования	Решаемые инженерно-геологические задачи
Макроуровень	Визуальное описание структуры и текстуры горной породы	Определение генезиса; качественное изучение степени выветрелости, кавернозности, трещиноватости, анизотропии физико-механических свойств; исследование капиллярных свойств и водопроницаемости
Мезоуровень	Оптические (лупа, микроскопы)	Исследование природы прочностных и деформационных свойств; изучение водно-физических и физико-механических свойств
Микроуровень	Электронная микроскопия, рентген, метод магнитной анизотропии, спектроскопические методы	Исследование природы прочностных и деформационных свойств; изучение реологических свойств и проницаемости; оценка анизотропии всех физических свойств

Границы между ними условны и, вообще говоря, число уровней может быть и большим. Это утверждение подтверждается тем, что каждая граница не имеет строгого физического обоснования и практически задается не столько сущностью исследуемого объекта, сколько возможностью применить тот или иной метод, прибор, установку и т. д. Короче говоря, на практике зачастую в строении породы изучается не то, что необходимо для разрешения или интерпретации конкретной инженерно-геологической задачи, а то, что поддается исследованию исходя из имеющихся технических средств. Поэтому исторически сложилось так, что макроуровнем называют визуальное описание породы, мезоуровнем — исследование ее под оптическим микроскопом и микроуровнем — изучение с помощью рентгена или электронной микроскопии. Однако такой подход не является вполне корректным, так как, например, оптический метод позволяет получать информацию не только на мезо-, но и на микроуровне,

рентген и метод магнитной анизотропии дают информацию прежде всего о микростроении породы, но одновременно могут быть полезным и при работе на мезоуровне. Макростроение пород целесообразно изучать в природе не только визуально, но и с привлечением технических средств (например, геофизических методов). При этом, с одной стороны, появится возможность количественной оценки сложения пород в массиве, а с другой, по-видимому, могут возникнуть более дробные подуровни макростроения.

На втором этапе следует решить вопрос о том, что необходимо изучить в строении породы, определить набор элементов строения, исследование которых применительно к поставленной задаче обязательно. В рамках макроуровня изучение по существу ограничивается качественным описанием размера и формы блоков, агрегатов, отдельностей и их взаимным расположением в пространстве.

Мезоуровень предусматривает решение той же задачи, но в пределах более высокого интервала дисперсности структурных элементов. Кроме того, здесь изучается характер контактов между агрегатами-соседями, по возможности оцениваются внутреннее устройство агрегатов, их минеральный состав и дается текстурная характеристика внутри- и межагрегатного пространства.

Микроуровень предусматривает самое детальное изучение строения породы. В этом случае привлекаются тонкие современные физико-химические методы (рентген, электронная микроскопия, метод магнитной анизотропии). Набор изучаемых структурных элементов является максимальным, уровень дисперсности — предельным, а область приложений к решению разнообразных инженерно-геологических задач — самой широкой. Структурно-текстурные параметры породы, как правило, оцениваются в количественном виде, что совершенно необходимо в инженерной геологии.

Как видно из табл. 26, каждому уровню изучения строения горной породы соответствует свой класс инженерно-геологических задач, хотя частично они могут перекрываться, особенно на мезо- и микроуровнях. Изучение структуры и текстуры породы во всех случаях на микроуровне не оправдано. Здесь должны учитываться затраты на проведение того или иного исследования. Кроме того, следует соблюдать принцип единства уровня (масштаба) в изучении структурно-текстурных характеристик породы и других ее параметров (свойств). Так, например, изучая физико-механические свойства горной породы в полевых и даже в лабораторных условиях известными и широко распространенными методами, не следует ожидать получения достоверных, корректных корреляционных связей (парных или множественных) с параметрами структуры и текстуры, полученными методами рентгена или электронной микроскопии, поскольку уровень изучения существенно различен.

Выбирая методы исследования структуры и текстуры горной породы, следует четко представлять преимущества и недостатки каждого из них. При этом в первую очередь желательно применение прямых методов (оптический, электронная микроскопия). Основные недостатки существующих методов сводятся к следующему: 1) большинство методов (исключая рентген и метод магнитной анизотропии) являются «плоскостными», поскольку они позволяют изучать структуру и текстуру в пределах участка заранее выбранной плоскости или поверхности (оптический метод, электронная микроскопия и т. д.); 2) отсутствуют надежные объемные количественные показатели структуры и текстуры; 3) недостаточна привязка главных осей текстуры к маркирующим направлениям или плоскостям в массиве; 4) отсутствуют достаточно надежные статистические данные (представительная выборка) по образцам большого объема; 5) невозможно определять структурно-текстурные параметры на образцах естественного состояния; 6) структурно-текстурные параметры не коррелируют с параметрами свойств пород из-за разномасштабности их определения; 7) наличие существенных погрешностей в методике приготовления образцов к структурно-текстурному анализу и отсутствие критериев степени нарушенности естественной структуры-текстуры образцов, допущенных в результате предварительной подготовки; 8) существование технологических трудностей подготовки образцов к структурно-текстурному анализу.

Для изучения структуры и текстуры горных пород разработано и применяется несколько физических методов (см. разд. 5.2—5.3, 6.5—6.7), среди которых наиболее широкое применение получили оптический, электронно-микроскопический, рентгеновский, магнитный и ультразвуковой. К основным недостаткам оптического метода следует отнести возможные нарушения структуры и текстуры дисперсных пород в процессе изготовления шлифов, погрешности в измерении интенсивности светового потока, связанные с наличием первичных минералов (кварца), и невозможность получения объемных текстурных характеристик. Однако метод является прямым, в чем и заключается его главное преимущество. Одновременно с изучением структуры и текстуры он позволяет определить минеральный состав структурных элементов.

Электронно-микроскопический метод дает возможность изучать микростроение любой горной породы. В последние годы исследования проводятся с помощью растрового электронного микроскопа. Преимущество метода перед оптическим заключается в возможности исследовать микрообъекты вплоть до размера молекул, сохранять естественное сложение породы, изучать структуры и текстуры в пределах той или иной глубины рельефа поверхности, а также в количественной оценке структурно-текстурных параметров. К недостаткам следует отнести невозможность получения объемных характеристик текстуры.

С помощью рентгеновских методов можно исследовать микротекстуру пород с количественной оценкой ориентации частиц в рассеивающем объеме. К преимуществам методов следует отнести возможность оценки ориентации частиц каждого из породообразующих минералов. Недостатком рентгеновских модификаций метода являются относительно малые размеры сферы ($d \sim 1$ мм), в пределах которой может быть получена текстурная характеристика.

Ультразвуковой метод основан на измерении скоростей распространения (реже — коэффициентов поглощения) упругих волн в диапазоне частот выше 10 кГц. Его недостатком является малый размер базы измерений в серийно выпускаемой аппаратуре, что приводит к значительным погрешностям в определении скорости упругих волн.

Для оценки текстуры горных пород может быть применен электрический метод, позволяющий измерять анизотропию диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления. Однако на практике метод пока не дает возможность получать достоверные результаты в связи с техническими трудностями и несовершенством интерпретации получаемых данных.

Метод магнитной анизотропии с целью количественной оценки текстуры горных пород применяется сравнительно недавно [32]. К преимуществам его можно отнести: возможность количественной оценки текстуры в макрообъеме образца и определения текстурных характеристик в естественном состоянии породы, а также изучения текстуры на микро- и мезоуровнях с получением достоверных корреляционных связей с физико-механическими свойствами. Однако метод требует учета и анализа ферромагнитного компонента в исследуемых образцах, кроме того, необходимое для измерений оборудование не выпускается серийно.

Рациональное сочетание методов исследования структуры и текстуры горных пород определяется конечной задачей и типом породы. Под рациональным сочетанием понимается качественное и полное решение поставленной задачи минимальным числом методов с минимальными затратами. В любом случае визуальное макроописание породы необходимо и полезно. Только в редких случаях можно ограничиться изучением строения породы на макроуровне. Так, качественная характеристика столбчатой отдельности базальтов или лёссов позволяет судить об анизотропии физико-механических и фильтрационных свойств массива. Уменьшать значимость исследований на макроуровне нельзя, поскольку многие элементы строения пород могут быть изучены только в макровиде (натечные формы, крупные кристаллы, большие пустоты, поры и трещины). Самые детальные и точные данные микростроения не смогут возместить потерь информации о макростроении породы, необходимой при решении многих практических задач инженерной геологии.

Особенно важно это учитывать при интерпретации данных применительно к массиву пород.

Мезостроение пород изучено наиболее детально. В последние годы широко используются различные приставки к оптическому микроскопу, позволяющие производить количественные оценки структурных и текстурных параметров. Учитывая возможности оптического метода и тип пород, можно полагать, что в большинстве случаев структура и текстура магматических и метаморфических пород с успехом может быть изучена на мезоуровне. Привлечение других методов (ультразвукового, электрического, магнитной анизотропии) целесообразно в целях получения более достоверных количественных данных о текстуре пород. Перечень элементов строения и примерный круг задач, решаемых на мезоуровне, приведены в табл. 26.

Переход к изучению строения породы на микроуровне должен определяться невозможностью или неполнотой решения того или иного вопроса на макро- и мезоуровнях. В этих случаях обычно применяют комплекс методов: рентген, электронную микроскопию, метод магнитной анизотропии. В принципе здесь по аналогии с рентгеном может быть применен комплекс спектроскопических методов (ЯМР, ЭПР, МБ-спектроскопия, ИК-спектроскопия), так как в измеряемых спектрах всегда отражается текстурный фактор. Однако практическое применение ряда спектроскопических методов затруднительно в связи с отсутствием детальных методических разработок. Принцип количественного изучения структуры и текстуры пород в инженерной геологии по возможности должен соблюдаться всегда, так как качественное описание пород, принятое в литологии и петрографии, не может в полной мере удовлетворить запросы инженеров-геологов.

В связи с тем, что в последние годы влияние хозяйственной деятельности человека на геологическую среду становится все более ощутимым, возникает большой круг прогнозных задач, связанных, в частности, с прогнозированием изменения свойств горных пород. Эти свойства в значительной мере определяются строением горных пород. Поэтому научиться прогнозировать возможные изменения в строении пород под влиянием различных факторов одновременно означает умение прогнозировать и изменение их свойств.

Глава 8

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

8.1. ИЗУЧЕНИЕ ПЛОТНОСТИ И ПОРИСТОСТИ

Плотность и пористость являются важнейшими физическими свойствами пород, характеризующими их состояние как в условиях естественного залегания, так и в теле сооружений (плотины, насыпи, дамбы и т. д.). Поскольку плотность определяется составом структурных элементов и степенью их упаковки в единице объема породы, то ее изменение влияет на характер и число контактов между структурными элементами, общую величину межфазной поверхности в породе, что в свою очередь сказывается на прочности, деформируемости, проницаемости и других свойствах пород. По величинам плотности и пористости судят о степени литификации пород, условиях их образования и последующего преобразования в ходе геологической истории. Все это позволяет использовать эти показатели в качестве важнейших классификационных, а в ряде случаев и расчетных при инженерно-геологическом изучении пород. Так, данные по плотности пород используются в расчетах при определении допускаемого давления в основании сооружений, давления на подпорную стенку, оценке устойчивости откосов и оползневых склонов и т. д. [7].

Для характеристики плотности пород в инженерной геологии используется несколько показателей: плотность твердого компонента грунта ρ_s , плотность грунта ρ , плотность скелета грунта ρ_d . Кроме того, применительно к песчаным и глинистым породам используются показатели относительной плотности и уплотненности песков и показатель степени уплотненности глин.

Пористость оценивается следующими показателями: общей пористостью n , коэффициентом пористости e , средним диаметром пор, средним периметром пор, средней площадью сечения пор, коэффициентом связности пор, распределением пор по размерам и т. д.

Под плотностью твердого компонента пород ρ_s понимается средняя плотность минералов и органического вещества, слагающих породу. Численно ρ_s равна отношению массы твердого компонента породы к его объему: $\rho_s = m_s/V_s$.

Плотность твердого компонента породы зависит от его минерального состава и содержания органического вещества. С увеличением содержания тяжелых элементов (железа, марганца) плотность минеральной части пород повышается, что

хорошо наблюдается у магматических пород при переходе от кислых к основным и ультраосновным образованиям. Ниже приводятся пределы значений ρ_s , г/см³.

Гранит	2,64—2,67	Алевролит	2,63—2,73
Сиенит	2,65—2,70	Аргиллит	2,63—2,86
Гранодиорит	2,66—2,80	Песчаник	2,60—2,70
Диорит	2,70—2,92	Мергель	2,65—2,80
Габбро	2,87—3,10	Известняк	2,70—2,75
Перидотит	3,00—3,25	Доломит	2,77—2,88
Пироксенит	3,15—3,32	Мел	2,63—2,73
Липарит	2,45—2,65	Ангидрит	2,87—2,98
Порфирит	2,70—2,99	Опока	2,22—2,48
Диабаз	2,79—3,05	Песок	2,65—2,67
Базальт	2,82—2,95	Супесь	2,68—2,72
Гнейс	2,67—2,72	Суглинок	2,69—2,73
Кварцит	2,66—2,70	Глина	2,71—2,76

У осадочных, особенно нецементированных осадочных образований ρ_s имеет достаточно постоянные значения, и поэтому в расчетах часто используются ее средние значения, равные, г/см³: для песков 2,65, супесей 2,70, суглинков 2,71, глин 2,74, почв и дисперсных пород, обогащенных органикой, 2,20—2,60.

Величина ρ_s определяется в стационарных или полевых лабораториях. Для анализа из образца отбирается растертая и просеянная через сито проба массой 10—30 г и определяются ее объем и масса в сухом состоянии. Масса пробы находится взвешиванием, а ее объем — пикнометрическим методом (по объему вытесненной жидкости при помещении пробы в пикнометр). При этом в зависимости от минерального состава анализируемой пробы применяется одна из разновидностей пикнометрического метода: определение объема частиц пробы в воде или в керосине. Первая разновидность применяется для большинства горных пород за исключением пород, содержащих растворимые соли, глинистые минералы и органическое вещество. Для определения плотности твердого компонента этих пород вместо воды применяется керосин. Методика определения объема пробы заключается в том, что после высушивания пробу переносят в пикнометр, взвешивают вместе с пикнометром, затем в последний наливают (до $\frac{1}{3}$ его объема) воду или керосин. Для удаления адсорбированного грунтом воздуха пробу кипятят на песчаной бане (при использовании воды) или вакуумируют (при использовании керосина). Затем пикнометр наполняют жидкостью до мерной черты и вновь взвешивают. Зная массу сухой пробы g_0 , массу пикнометра с водой g_3 , массу пикнометра с водой и грунтом g_2 и плотность воды ρ_w , можно рассчитать плотность твердого компонента породы:

$$\rho_s = \frac{g_0}{g_0 + g_3 - g_2} \rho_w.$$

Выполнение всех операций при проведении анализа строго регламентировано государственным стандартом (ГОСТ 5181—78).

Под плотностью породы ρ понимается масса единицы объема породы с естественной влажностью и ненарушенным строением. Плотность пород зависит от их минерального состава, пористости и влажности. Породы одного и того же минерального состава и пористости могут иметь различную плотность из-за разной их влажности, и, наоборот, породы с одинаковой влажностью могут различаться по плотности вследствие различия их минерального состава и пористости.

Величина плотности дисперсных пород (крупнообломочных и песчано-глинистых) колеблется в пределах 1,3—2,4 г/см³. Плотность большинства магматических (за исключением некоторых эффузивов) и метаморфических пород близка к плотности твердого компонента вследствие их малой пористости и составляет 2,5—3,2 г/см³. Значение ρ осадочных сцементированных пород в зависимости от их пористости изменяется в пределах, г/см³: у аргиллитов и алевроитов 2,0—2,5, у песчаников 2,1—2,65, у известняков 2,3—2,9.

Плотность пород в лабораторных условиях определяют несколькими методами: непосредственных измерений, режущих цилиндров, взвешивания в воде. На два последних метода разработан государственный стандарт (ГОСТ 5182—78). Перечисленные методы различаются в основном способом определения объема образца: путем непосредственного обмера, по массе вытесненной жидкости, по объему режущего кольца и т. д. Применение того или иного метода зависит от состава, типа структурных связей и состояния породы. Поэтому каждый метод применяется для определенной группы пород.

Метод непосредственных измерений применяется в том случае, когда из породы можно вырезать образец правильной геометрической формы и определить его объем путем простого обмера. Для этого из монолита вырезают, выпиливают или вырубивают образец в виде кубика, прямоугольного параллелепипеда или цилиндра, обмеряют его, затем взвешивают и находят плотность. Этот метод наиболее часто применяется для определения плотности скальных грунтов.

Метод режущего кольца применяется для песчаных, лёссовых и глинистых грунтов, поддающихся резке ножом. Определение проводится с помощью металлического кольца с заостренным режущим краем. Образец вырезают точно по диаметру кольца, которое надевают на вырезанный столбик грунта, т. е. отбирают образец ненарушенного сложения объемом, равным объему кольца. Кольцо с образцом взвешивают на технических весах. Зная массу кольца g_1 , массу его с грунтом g_2 и объем V , можно определить плотность породы: $\rho = (g_2 - g_1) / V$. Наилучшие результаты получаются при использовании колец объемом 100—200 см³ с высотой, в два раза меньшей их диаметра. Толщина стенок колец должна быть не более 2 мм. Согласно ГОСТ 5182—78, для каждого грунта необходимо произвести не менее двух параллельных определений.

Если расхождения между обоими определениями не превышают $0,03 \text{ г/см}^3$, то за величину ρ принимается среднее значение.

Метод взвешивания в воде применяется для определения плотности скальных, лёссовых и глинистых грунтов, в случае, когда трудно получить образец правильной формы режущим кольцом или другими способами. Для этого из монолита вырезается образец по возможности правильной овальной формы объемом не менее 30 см^3 . Взятый образец взвешивается, затем покрывается тонкой гидроизолирующей пленкой путем его погружения несколько раз в расплавленный парафин. Запарафинированный образец вновь взвешивается, сначала на воздухе, а затем в воде. Зная массу образца до парафинирования g , его массу в парафиновой оболочке g_1 , массу запарафинированного образца в воде g_2 , плотность воды ρ_w , равную $1,0 \text{ г/см}^3$, и плотность парафина ρ_p , равную $0,9 \text{ г/см}^3$, можно найти плотность породы:

$$\rho = \frac{g\rho_p\rho_w}{\rho_p(g_1 - g_2) - \rho_w(g_1 - g_2)}.$$

Плотность определяется методом взвешивания в воде не менее чем на двух параллельных образцах. Если расхождение между данными не составляет более $0,03 \text{ г/см}^3$, то за окончательный результат берется среднее значение.

Под плотностью скелета породы ρ_d понимается масса твердого компонента в единице объема породы в ее естественном сложении. Иными словами, ρ_d численно равна массе единицы объема абсолютно сухой породы. Плотность скелета зависит от минерального состава и пористости. Чем меньше пористость и выше содержание тяжелых минералов в породе, тем больше плотность ее скелета.

Последнюю находят по данным плотности породы ρ и ее весовой влажности W , выраженной в %: $\rho_d = \rho / (1 + 0,01W)$.

Для оценки степени плотности песков в их естественном залегании или в теле инженерного сооружения проводится лабораторное определение их плотности в плотном и рыхлом сложениях. Для этого используют образец песка в воздушно-сухом состоянии и с нарушенным сложением. Чтобы получить предельно рыхлое сложение, специальный металлический стакан (диаметром 7—10 см и объемом 250—1000 см^3) засыпают песком небольшими порциями через воронку с резиновой трубкой на конце. Для того чтобы не происходило уплотнения песка при засыпке, конец резиновой трубки поддерживается на высоте 1—2 см от поверхности песка в стакане. Зная массу стакана с песком g_2 , его массу без песка g_1 и объем V , можно найти плотность песка в рыхлом сложении: $\rho_{\min} = (g_2 - g_1) / V$. Опыт повторяют не менее двух раз и берут среднее значение ρ_{\min} .

Аналогично находят значение ρ_{\max} с той только разницей, что при засыпке песка в стакан добиваются его максимального

уплотнения. Для этого песок засыпают небольшими порциями и каждый раз уплотняют постукиванием по стенкам и дну стакана резиновой палочкой.

Под общей пористостью понимается суммарный объем пор независимо от их размера и характера взаимосвязи. Величина ее изменяется в широких пределах (от долей процента до 90 %) и выражается отношением объема пор V_{Π} к общему объему породы V , т. е. $n = (V_{\Pi}/V) \cdot 100\%$. Наибольшей пористостью обладают рыхлые дисперсные образования. Пористость торфов составляет в среднем 60—90 %, глинистых отложений 35—50 %, крупнообломочных и песчаных пород 30—45 %. Относительно высокая пористость характерна также для хорошо отсортированных песчаников (25—30 %), мела (30—45 %), опок (35—50 %), туфов (25—60 %), трахитов (15—40 %), андезитов и базальтов (2—30 %). Пористость карбонатных пород в зависимости от их глинистости и характера цементации колеблется от 0,5 до 30 %. Низкой пористостью (1—3 %) обладают неизмененные выветриванием метаморфические и магматические (в основном интрузивные) породы.

Общее содержание пор в породе характеризуется также коэффициентом пористости e , который представляет собой отношение суммарного объема пор V_{Π} к объему твердого компонента породы V_s и изменяется от сотых долей единицы до нескольких единиц. Зная ρ_s и ρ_d , можно определить общую пористость и коэффициент пористости:

$$n = (\rho_s - \rho_d) / \rho_s \cdot 100; \quad e = (\rho_s - \rho_d) / \rho_d.$$

Между n и e существуют следующие соотношения:

$$n = \frac{e}{1 + e} \cdot 100; \quad e = \frac{n}{100 - n}.$$

Знание только общей пористости часто не дает возможности объяснить поведение пород и их свойства. Действительно, общая пористость глин и крупнообломочных пород, например, может быть близкой, а их свойства резко различными из-за неодинакового характера пор. Поэтому при инженерно-геологическом изучении пород помимо общей пористости важно знать ее морфологические особенности, такие, как распределение пор по размеру и средний их диаметр, распределение пор по площади и средняя площадь, средний периметр пор, степень извилистости и связности пор и т. д.

Для определения морфологических показателей пор применяются методы ртутной порометрии и морфологического анализа структуры пород.

Метод ртутной порометрии применяется для изучения распределения пор по размерам. Он позволяет определять содержание пор размером от 0,01 мкм до нескольких миллиметров в диаметре и поэтому особенно эффективен при изучении пористости тонкодисперсных пород [49]. Метод основан на

том, что в пористую породу загоняется под давлением несмачивающаяся жидкость (ртуть) и измеряется ее объем. Размер пор, заполняемых ртутью, и давление, под которым ртуть подается в образец, связаны между собой следующей зависимостью:

$$d = \frac{4\alpha \cdot \cos \theta}{P},$$

где d — диаметр заполняемой поры; α — поверхностное натяжение ртути; θ — угол смачивания минералов ртутью; P — применяемое давление.

Методика определения заключается в том, что в сухой образец известного объема и массы подается ртуть под давлением,

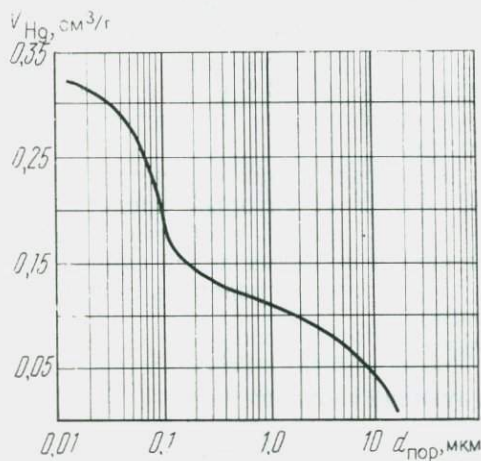


Рис. 56. График распределения пор в глине по данным ртутной порометрии

возрастающими ступенями, и измеряется объем ртути, вошедший в образец при каждом значении давления. Зная объем образца, общий объем поглощенной ртути и диаметр пор, соответствующий определенному давлению, можно построить зависимость суммарного объема ртути, вошедшей в 1 г сухого образца, от диаметра пор (рис. 56).

Для расчета берется значение α , для ртути равно $4,84 \times 10^{-4}$ Н/мм при 25°C . Угол смачивания θ по данным С. Даймонда [49] равен 139° (для монтмориллонита) и

147° (для других глинистых минералов). Для определения применяют серийно выпускаемые ртутные порометры типа ПА-3М1.

Описываемый метод позволяет определять только открытые, связанные между собой поры и не дает представления о числе и размерах закрытых пор.

Метод морфологического анализа структуры породы позволяет получить целый ряд морфологических показателей пор независимо от их связности: распределение пор по размеру, средний размер пор, среднюю площадь пор, степень извилистости пор, средний периметр пор, их связность, ориентацию и т. д. Метод основан на анализе непосредственно шлифа или аншлифа породы или их фотографий с применением специальных электронных устройств, позволяющих отличать поры от твердой части породы (по принципу контраста) и анализировать их морфологию. При изучении магматических, ме-

таморфических и осадочных сцементированных (за исключением тонкодисперсных) пород исходная информация об их структуре получается с помощью оптических микроскопов.

Для тонкодисперсных (глинистых и лёссовых) пород необходимо применять сканирующую электронную микроскопию. Если электронные анализирующие устройства заблокированы непосредственно с оптическим или электронным микроскопом, то получаемые изображения сразу же анализируются и обрабатываются с помощью ЭВМ по специально разработанным программам. Примером таких установок может быть «Квантимет», текстурный анализатор «Лейтц» и др. В том случае, когда микроскопы не оснащены анализирующими устройствами, получают фотографию строения породы и в дальнейшем ее анализируют на любом устройстве, оснащенной необходимой электронной аппаратурой. Более подробно методика морфологического анализа структуры пород описана в гл. 6.

Плотность песка возрастает с уменьшением его пористости. Поэтому сопоставляя естественную пористость песка с его пористостью в наиболее рыхлом и наиболее плотном сложении, можно определить степень уплотнения или относительную плотность песка D :

$$D = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}},$$

где e_{\min} и e_{\max} — соответственно коэффициент пористости песка в его естественном максимально плотном и минимально рыхлом сложении.

Для оценки способности песка к уплотнению используется показатель уплотняемости F :

$$F = \frac{e_{\max} - e_{\min}}{e_{\min}},$$

где

$$e_{\max} = \frac{\rho_s - \rho_{\min}}{\rho_{\min}}; \quad e_{\min} = \frac{\rho_s - \rho_{\max}}{\rho_{\max}}.$$

Для оценки степени уплотнения глинистых пород в их естественном залегании используется *показатель степени уплотнения* K_d . В процессе уплотнения глинистые осадки проходят два характерных состояния, соответствующих переходу водонасыщенного осадка из текучего состояния в пластичное и из пластичного в полутвердое. Первому состоянию соответствует низкая степень уплотнения глинистых отложений, а второму — высокая. Исходя из этого В. А. Приклонский предложил определять степень уплотнения глинистых пород по данным их коэффициентов пористости в естественном залегании e при нижнем e_P и верхнем e_L пределах пластичности:

$$K_d = \frac{e_L - e}{e_L - e_P},$$

где $e_P = W_P \rho_s$; $e_L = W_T \rho_s$.

Для полностью водонасыщенных пород это выражение можно представить в виде:

$$K_d = \frac{W_L - W}{W_L - W_P},$$

где W_P и W_L — весовая влажность на нижнем и верхнем пределах пластичности.

8.2. ИЗУЧЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Проницаемость — это способность пористой среды пропускать жидкость или газ при перепаде давления. Для характеристики проницаемости грунтов, зависящей только от геометрии порового пространства и не зависящей от свойств движущейся жидкости и газа, применяется коэффициент проницаемости C , выражаемый в квадратных метрах:

$$C = \frac{q l \eta}{S t (P_1 - P_2)},$$

где q — объем жидкости, профильтровавшейся через образец; l — длина образца; η — вязкость жидкости при температуре опыта; S — площадь поперечного сечения образца; t — время фильтрации; $P_1 - P_2$ — перепад давления.

Коэффициент проницаемости характеризует пропускную способность пористой среды при фильтрации гомогенной жидкости без учета ее плотности при скорости фильтрации, обеспечивающей сохранение линейной зависимости между перепадом давления и расходом жидкости, и при условии отсутствия взаимодействия данной жидкости (газа) с породой. Он употребляется в основном для характеристики скальных и полускальных пород. Им пользуются также в нефтяной геологии для оценки пород — коллекторов нефти и газа [17].

В инженерной геологии и гидрогеологии для характеристики проницаемости дисперсных пород чаще используют коэффициент фильтрации k_f , который отражает их водопроницаемость. Движение воды при ламинарном режиме в полностью водонасыщенных грунтах подчиняется закону Дарси, согласно которому существует линейная зависимость скорости фильтрации V от градиента напора i , равного $\Delta H/l$ (где ΔH — разность напоров; l — длина пути фильтрации).

Коэффициент фильтрации — это скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице. Между коэффициентами проницаемости и фильтрации существует следующая зависимость:

$$C = k_f \frac{\eta}{\rho_w g},$$

где ρ_w — плотность воды; g — ускорение свободного падения.

Проницаемость подразделяют на абсолютную, эффективную и относительную. Абсолютная проницаемость характеризует пропускную способность пористой среды, не взаимодействующей с жидкостью или газом. Эффективная или фазовая проницаемость — это проницаемость пористой среды для данного газа или жидкости при одновременном присутствии в порах другой фазы — жидкой или газообразной. Относительная проницаемость выражается отношением эффективной проницаемости к абсолютной.

При выборе схемы и способа изучения проницаемости пород необходимо руководствоваться положением о том, что лабораторные испытания должны быть максимально приближены к тем условиям, при которых порода находится или будет находиться при возведении сооружений в природной обстановке. Следует учитывать качество фильтрата, величину напора, режим потока, его направление и положение образца по отношению к плоскости потока.

Абсолютную проницаемость определяют путем пропускания через породу азота или воздуха. Для этого существует различная аппаратура. Одни приборы рассчитаны на определение проницаемости при высоких давлениях, другие — при низких. Кроме того, в ряде приборов предусматриваются различные условия сжатия образца (одно- или всестороннее).

Методика работы с каждым из таких приборов описана в работе [17], поэтому остановимся лишь на главных конструктивных особенностях некоторых из них. Основными элементами приборов для определения проницаемости являются кернодержатель, манометры для измерения давления, расходомеры и установки для создания постоянного расхода фильтрата через образец.

Прибор ГК-5 предназначен для определения коэффициента абсолютной проницаемости при перепадах давления до 0,1 МПа и состоит из манометра, фильтра, редуктора, хлор-кальциевой трубки, струбционнго зажима, реометра и жидкостного манометра. Кроме того, для замера малых расходов газа к аппарату прилагается газомер.

Сжатый газ из баллона поступает через фильтр и редуктор в хлор-кальциевую трубку, где освобождается от водяных паров, и далее в струбционный зажим, в котором находится образец. Расход газа и его давление после прохождения через образец измеряют реометром. Давление газа перед образцом измеряют по жидкостному манометру. Обработка образцов для определения проницаемости предусматривает полное извлечение жидкости из пор и насыщение их воздухом.

Прибор УИПК-1М позволяет определять абсолютную, относительную и фазовую проницаемость в условиях, близких к пластовым.

С помощью пресса, заполненного маслом, создается давление, которое через поршень передается исследуемым жидкости

и газу. Кроме того, масло через резиновую муфту и штуцер подвергает образец всестороннему сжатию подобно геостатическому. Второй пресс позволяет создавать противодействие выходящей из образца жидкости или газа и проводить исследования при любых перепадах давлений. Расход измеряется при установленном режиме фильтрации, когда давление до и после керна стабилизируется. Расход фильтруемого агента фиксируется по изменению объема прессы за определенное время. Перепад давления при значительных величинах определяется образцовыми манометрами, а при малых — дифманометрами. В приборе можно термостатировать испытываемые жидкости или газ, а также образец при температурах от плюс 20 до 80 °С.

Существуют приборы, позволяющие определять проницаемость в вакуумных условиях. Перепады давлений, создаваемые на этих приборах, небольшие и колеблются от $4 \cdot 10^3$ (прибор Товарова) до $9 \cdot 10^3$ Па (прибор Владимирова). Прибор ЛП-1 снабжен манометром на входе в образец и усовершенствованным уплотнением кернодержателя, что позволяет измерять проницаемость при общем давлении до 10^7 Па и значительных его перепадах.

Портативный прибор ВВК-1 предназначен для определения абсолютной проницаемости горных пород, характеризующихся средними и высокими ее значениями. Для пород с низкой проницаемостью целесообразнее применять прибор ЛП-1.

Аппаратура для определения проницаемости постоянно совершенствуется и модернизируется [34]. Во ВНИГНИ разработан кернодержатель для радиальной фильтрации, позволяющий проводить измерения при нестационарной и стационарной фильтрации.

Водопроницаемость определяют в условиях как установившегося, так и неустойчивого движения потока воды. Условия установившегося потока создаются в результате постоянства величины напорного градиента в течение всего испытания. Водопроницаемость грунта для этих условий определяют на приборах Тима, Тима — Каменского, КФ-ООМ, в трубке СПЕЦГЕО. Дополнительные устройства к прибору Ф-1М (стеклянная трубка со сливом, создающим постоянный напор) позволяют использовать его для определения этого показателя при постоянном напоре. Расход фильтрата в этом случае замеряется с помощью мерного цилиндра или мензурки.

На указанных приборах (кроме Ф-1М) обычно определяют коэффициент фильтрации песчаных и супесчаных грунтов. Прибор Ф-1М предназначен для определения водопроницаемости в основном связных грунтов, а прибор КФ-ООМ (рис. 57) — песчано-глинистых.

При подготовке к опыту прибор разбирают и заполняют цилиндр грунтом. Если сложение грунта ненарушенное, то цилиндр осторожно задавливают в породу, постепенно срезая ножом лишний грунт.

В случае испытаний песчаного грунта в цилиндр вставляют поддон и латунную сетку. Коэффициент фильтрации песчаных грунтов определяют при рыхлом и плотном сложениях. После заполнения цилиндра грунтом в корпус 10 наливают воду; вращением винта 8 поднимают подставку 11 до совмещения отметки на планке 3, соответствующей градиенту напора 1, с верхним краем крышки 9. На подставку 11 устанавливают цилиндр с грунтом и медленно опускают его с помощью винта 8 в нижнее положение для насыщения грунта водой. После этого на грунт накладывают латунную сетку 6, одевают муфту 5 и устанавливают цилиндр на отметку необходимого напорного градиента. Заполняют мерный сосуд 4 водой, зажимают его отверстие пальцем и, быстро опрокинув, вставляют в муфту так, чтобы горлышко сосуда соприкасалось с латунной сеткой. В таком положении мерный сосуд создает и поддерживает постоянный уровень воды. Отметив по шкале первоначальный уровень воды в сосуде, с помощью секундомера определяют количество профильтровавшейся воды q за выбранный интервал времени t . Опыт повторяется при данном градиенте 2—3 раза. Во время опыта периодически измеряют температуру фильтрующейся воды. При напорном градиенте, равном 1, телескопическим приспособлением можно не пользоваться, поставив трубку на любую ровную поверхность. В таком виде прибор представляет вариант трубки СПЕЦГЕО.

Коэффициент фильтрации рассчитывают по формуле $k_{\phi} = q/(tSi r)$, где q —объем воды, фильтрующейся через образец; t —время фильтрации; S —площадь поперечного сечения образца; i —напорный градиент; r —температурная поправка, равная $0,7 + 0,03^{\circ}\text{C}$.

Условия неустановившегося движения потока создаются переменным напорным градиентом. Приборами, позволяющими вести определения в этих условиях, являются трубка Каменского, ПВ-2, Ф-1М, компрессионно-фильтрационный конструкции Н. Н. Маслова.

Прибор Ф-1М (рис. 58) позволяет проводить исследования водопроницаемости связных грунтов при переменном напорном градиенте как в восходящем, так и в нисходящем потоках. Напор воды создается с помощью двух градуированных пьезометрических трубок, отделенных от одометра, что позволяет создавать большие напоры.

На приборе Ф-1М можно определять водопроницаемость грунта, находящегося под нагрузкой.

Кольцо 3 с образцом грунта устанавливают на поддон 30 с нижним перфорированным диском 29. Ниппель 8 с винтом 9 служит для удаления пузырьков воздуха из верхней части одометра. Винт-арретир 18 препятствует набуханию грунта, а шток 15 передает давление на грунт (при проведении испытаний под нагрузкой). Стойка 10 с держателем 12 и индикатором 13 фиксирует деформацию грунта через упорную планку 14.

Для заполнения кольца грунтом внутреннюю поверхность его смазывают техническим вазелином и взвешивают с точностью до 0,01 г. На кольцо надевают насадку и ставят режущим краем на горизонтальную поверхность монолита. После вырезания грунта снимают насадку и выравнивают поверхности грунта с краями кольца. Кольцо с грунтом взвешивают. На нижнюю и верхнюю поверхности грунта в кольце накла-

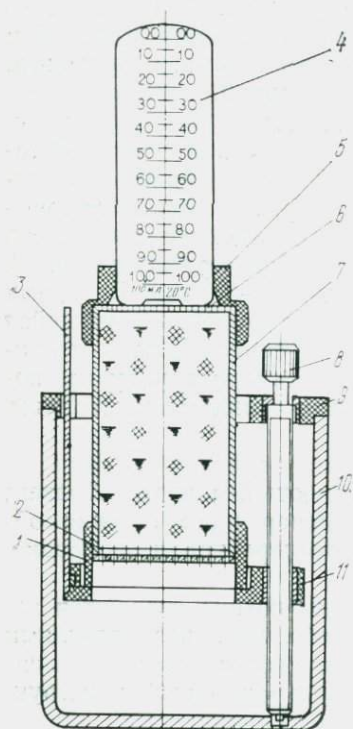


Рис. 57. Схема прибора КФ-ООМ:

1 — поддон; 2, 6 — латунные сетки; 3 — планка; 4 — мерный сосуд; 5 — муфта; 7 — металлический цилиндр; 8 — винт; 9 — крышка; 10 — корпус; 11 — подставка

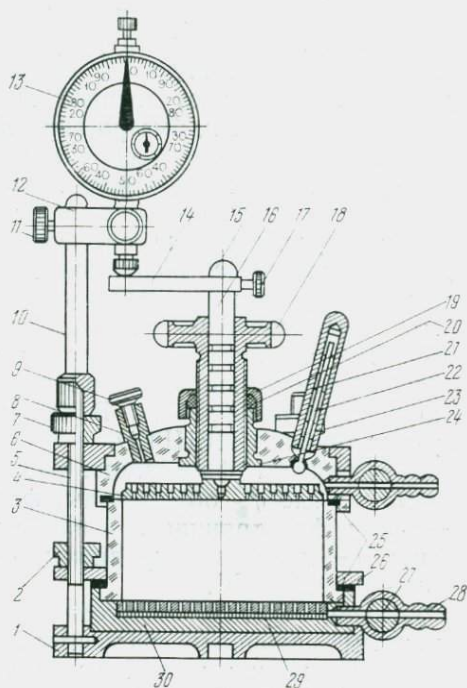


Рис. 58. Одометр прибора Ф-1М:

1 — подставка; 2 — гайка; 3 — кольцо; 4 — верхний диск; 5 — винт; 6 — крышка; 7 — гайка; 8 — ниппель; 9 — винт ниппеля; 10 — стойка; 11 — винт; 12 — держатель; 13 — индикатор; 14 — упорная планка; 15 — шток; 16 — штифт цилиндрический; 17 — винт; 18 — винт-арретир; 19 — гайка круглая; 20 — асбестовый шнур; 21 — капилляр; 22 — шкала; 23 — корпус термометра; 24 — грибок; 25 — прокладки; 26 — кольцо; 27 — кран; 28 — штуцер; 29 — нижний диск; 30 — поддон

дывают рыхлую фильтровальную бумагу, смоченную водой и вырезанную по внутреннему диаметру кольца. Из остатков срезанного грунта отбирают пробу для определения влажности.

Кольцо с грунтом ставят на нижний перфорированный диск 29. В зазор между кольцом и корпусом одометра закладывают резиновую прокладку 25 и надевают прижимное кольцо 26; закручивая нижние гайки 2, прижимают прокладку кольцом. Кольцо с грунтом накрывают верхним перфорированным диском 4 и крышкой 6, укрепляя ее верхними гайками 7; винт-арретир 18 закручивают до упора. В случае испытаний грунта, находящегося под нагрузкой, следует укрепить индикатор 13 с помощью стойки 10 и упорной планки 14, привинченной к штоку 15. Сосуд с водой, установленный выше одометра, присоединяют к нижнему его крану. Открывают на некоторое время кран штуцера 28 для удаления воздуха из нижней части одометра. Воздух из образца, расположенного в верхней части одометра, удаляют через отверстие в крышке 6. Для этого винт 9 ниппеля вывинчивают до момента полного насыщения образца и верхней части одометра водой. После заполнения одометра водой перекрывают кран и присоединяют пьезометрические трубки со шлангами, предварительно заполнив их водой и перекрыв зажимами. Надевать шланги на нижний и верхний краны одометра нужно так, чтобы вода вытекала из шланга. При исследовании фильтрации в нисходящем потоке пьезометрическая трубка, присоединенная к верхнему крану, должна быть заполнена до верхней отметки, а другая, присоединенная к нижнему крану,— до нижней. Разность уровней в пьезометрических трубках соответствует первоначальному напору воды h_0 . Диаметры трубок должны быть одинаковыми.

В начале испытаний открывают верхний и нижний краны, отметив при этом время. После начала испытаний периодически измеряют: 1) число делений, на которое опустился уровень воды в верхней трубке или поднялся в нижней; 2) время, соответствующее понижению или повышению уровня воды в трубках; 3) температуру с точностью до $0,5^\circ\text{C}$. В зависимости от типа грунта периоды замера различные (от 3 мин для супесей до 12 ч для глин).

Испытания грунтов, коэффициент фильтрации которых меньше $0,001$ м/сут, следует вести при изменении градиента напора от 50 до 0,1 (практически до сближения уровней воды в пьезотрубках). Опыты с грунтами, коэффициент фильтрации которых колеблется в пределах от 0,1 до $0,001$ м/сут, выполняют несколько раз (не менее трех) с изменением градиента от 20—30 до 1—0,1 до получения постоянных значений коэффициента при повторных экспериментах для одних и тех же градиентов. Повторение эксперимента проводят, не разгружая прибора. После окончания опыта определяют влажность и объемную массу грунта.

Для слабопроницаемых грунтов (глины, тяжелые суглинки) используют трубки меньшего диаметра и кольцо высотой 30 мм. Коэффициент фильтрации грунта рассчитывается по формуле

$$k_{10} = \left[\varphi \left(\frac{n}{h_0} \right) / t \right] \frac{f}{S} \frac{l}{r},$$

где k_{10} — коэффициент фильтрации грунта (приведенный к температуре 10°C); n — наблюдаемое падение уровня воды в пьезометрической трубке, отсчитанное от первоначального уровня; h_0 — первоначальное превышение уровня воды в верхней трубке над уровнем в нижней; $\varphi(n/h_0)$ — безразмерный коэффициент; t — время падения уровня воды; f — площадь сечения пьезотрубок; S — площадь кольца; l — высота образца грунта, равная высоте кольца; r — температурная поправка.

Учитывая сложность явлений, происходящих в процессе фильтрации связных грунтов, их водопроницаемость, строят график зависимости коэффициента фильтрации (или скорости фильтрации) от градиента напора, по которому определяют: а) среднее значение коэффициента фильтрации при любом градиенте (в условиях данного опыта); б) величину градиента напора для данного грунта, при котором наблюдается отклонение процесса фильтрации от закона Дарси (по точке перегиба).

8.3. ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Исследование количественных закономерностей процессов тепло- и влагопереноса в горных породах невозможно без знания теплофизических характеристик этих пород. Информация об этих свойствах имеет исключительно важное значение при хозяйственном освоении районов распространения многолетне- и сезонно-мерзлых пород.

К теплофизическим характеристикам относятся: коэффициенты теплопроводности, температуропроводности и теплоемкость.

Коэффициент теплопроводности λ характеризует способность материала (породы) проводить тепло, а объемная $C_{об}$ или весовая (удельная) теплоемкость C_v и коэффициент температуропроводности a — тепловую инерцию и инерцию изменения температурного поля соответственно. Теплофизические характеристики связаны между собой соотношением $\lambda = aC_{об}$.

Теплообмен в горных породах в общем случае осуществляется тремя механизмами: излучением, конвекцией и кондуктивным путем (теплопроводностью). Теплофизические характеристики λ и a оценивают, как правило, количественную долю тепла, переносимого последним механизмом. Случаи, когда эти коэффициенты характеризуют суммарный перенос тепла, специально оговариваются.

Определение перечисленных характеристик развивается по двум направлениям — теоретическому и экспериментальному.

Первое связано с разработкой теории теплопроводности модельных систем. Однако даже наиболее современные модели представляют горную породу как совокупность частиц правильной формы, одинакового размера с определенной системой укладки, и поэтому расчетные методы не получили в настоящее время широкого распространения. Основное направление при определении теплофизических характеристик — экспериментальное.

В термодинамическом плане горные породы представляют гетеропористые многокомпонентные и многофазные системы. Теплоемкость таких систем в отличие от теплопроводных характеристик подчиняется правилу аддитивности (суммирования) и рассчитывается как средневзвешенная величина при определенном количественном соотношении теплоемкостей разных компонентов:

$$C_B = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} c_i m_i}{\sum_{i=1}^{i=n} m_i},$$

где c_i , m_i — соответственно весовая теплоемкость i -го компонента и его масса. Для породообразующих минералов c изменяется в довольно узких пределах: от 0,7 (для кварца) до 0,9 кДж/(кг·К) (для монтмориллонита, иллита, гидрослюда, каолинита и других глинистых минералов). Для дисперсных пород необходимо также учитывать теплоемкость таких компонентов, как поровый раствор и поровый воздух. Причем первый может находиться в разных фазовых состояниях (вода — лед, раствор соли — кристаллическая соль).

Коэффициент теплопроводности основных химических элементов и их соединений в верхнем слое земной коры колеблется в широких пределах — от долей единицы (например, для воды) до сотен и более (например, для графита); в осадочных горных породах — от долей единицы до нескольких единиц.

Теплопроводные свойства горных пород как многокомпонентных систем определяются не только теплопроводностью различных компонентов и их количественным соотношением, но и структурой и текстурой пород. Влияние этих факторов в общем может приводить к появлению анизотропии тепловых свойств.

Теплофизические характеристики горных пород формируются под влиянием целого ряда геолого-географических (состав и строение пород, климат и др.), а также антропогенных и техногенных факторов.

Наиболее существенными параметрами, характеризующими влияние внешних условий на теплопроводность, являются температура пород, а также направление и скорость ее изменения. Для скальных пород понижение температуры приводит к линейному увеличению теплопроводности λ в кристаллических породах и аналогичному ее уменьшению — в аморфных, что

связано с различными механизмами переноса тепла. В отличие от скальных, а также сухих рыхлых пород для влажных дисперсных пород отмечается нелинейный и, как правило, экстремальный характер зависимости $\lambda=f(t)$ (рис. 59, а), обусловленный происходящими в породе структурными преобразованиями и фазовыми переходами влаги в области отрицательных температур. Кроме этого, у дисперсных пород без жестких связей отмечается гистерезисный характер зависимости величины коэффициента теплопроводности от направления изменения температуры (нагревание или охлаждение). У пород с жест-

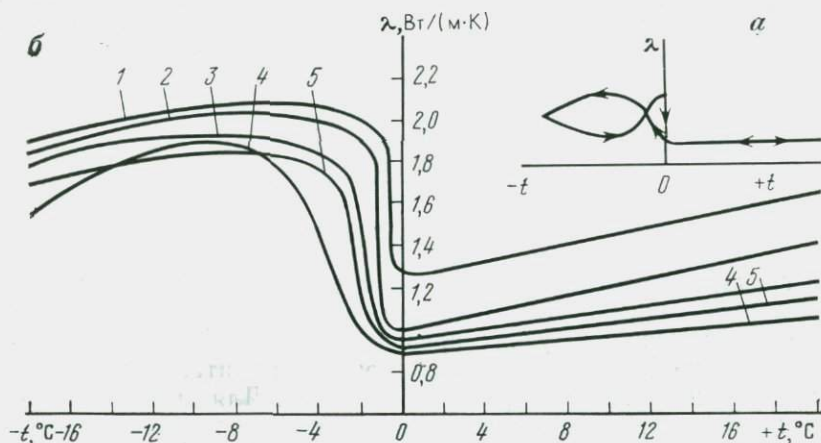


Рис. 59. Общий вид кривой температурной зависимости коэффициента теплопроводности (а) и вид этой зависимости для водонасыщенных дисперсных пород различного гранулометрического и минерального состава (б):

1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4—5 — глина (4 — каолинистая, 5 — монтмориллоновая)

кими связями гистерез выражен крайне слабо. При больших влажностях теплопроводность пород, находящихся в мерзлом состоянии, всегда выше, чем в талом состоянии, а теплоемкость, наоборот. При небольшой влажности, близкой к гигроскопической, значения теплофизических характеристик при положительных и отрицательных температурах почти совпадают.

Влияние химико-минерального состава на теплопроводность связано с особенностями кристалло-химического строения минералов, составом порового раствора, наличием органических примесей. Теплопроводность скальных и осадочно-сцементированных пород в основном определяется теплопроводящей способностью породообразующих минералов. Однако их роль заметно ослабевает при наличии микро- и макротрещиноватости и пористости. В дисперсных породах минеральный состав сказывается на теплопроводности опосредствованно через гидрофильность и, соответственно, фазовый состав воды (см. рис. 59, б). Увеличение концентрации порового раствора и сте-

пени заторфованности ведет к снижению теплопроводящей способности пород.

Исследование влияния гранулометрического состава дисперсных пород на их теплопроводные свойства показало рост величины λ в ряду: торф \rightarrow глина \rightarrow суглинок \rightarrow лёсс \rightarrow супесь \rightarrow песок \rightarrow крупнообломочные породы. Теплопроводность лёссовых пород уменьшается от крупнопылеватых лёссов к лёссовидным суглинкам, а кварцевых песков — от крупных к мелким и пылевым.

Увеличение степени заполнения пор влагой сопровождается заменой воздуха (теплоизолятора) на воду и лед, что приводит к увеличению теплопроводности. Для песков и супесей величина λ при степенях заполнения пор $q > 0,7$ может оставаться неизменной или даже немного уменьшаться в области положительных температур. При отрицательных температурах теплопроводность монотонно возрастает с увеличением степени заполнения пор. Увеличение плотности горных пород, как правило, приводит к увеличению теплопроводности, однако при отрицательных температурах влияние этого фактора выражено значительно слабее.

Для определения теплофизических характеристик пород используют различные экспериментальные методики и их полевые или лабораторные модификации [47]. В основе этих методик лежат решения уравнения теплопроводности при определенных краевых условиях.

Все методы определения теплофизических свойств подразделяются на стационарные и нестационарные.

В основе стационарных методов лежат решения уравнения теплопроводности обычно при граничных условиях I или II рода (заданы и поддерживаются постоянными во времени либо температура, либо интенсивность теплового потока на поверхности образца породы). Уравнения, описывающие установившийся профиль температур в образцах разной формы (пластина, цилиндр и шар), имеют соответственно линейный, логарифмический и гиперболический виды.

Преимуществами стационарных методов определения теплопроводных свойств являются: простота и строгость теоретического обоснования, возможность определения характеристик у пород с ярко выраженной анизотропией, широкий охват типов горных пород (в том числе дисперсных) как при положительной, так и при отрицательной температуре (включая область температур, в которой происходят интенсивные фазовые переходы воды в лед и наоборот). К недостаткам можно отнести следующие: необходимость учета при определенных условиях переноса тепла конвекцией поровых растворов для дисперсных пород, относительно долгая продолжительность испытания, сложности конструктивного оформления и методической реализации метода, в особенности при нахождении характеристик мерзлых пород.

Нестационарные методы характеризуются тем, что определение теплофизических характеристик производится в условиях меняющегося во времени температурного поля. Эти методы разделяются на чисто нестационарные и квазистационарные. К последним обычно относятся методы регулярного режима.

К первой группе относятся методы, при реализации которых начальное распределение температур оказывает влияние на теплоперенос. В методах второй группы, наоборот, используются закономерности процесса переноса тепла в той его стадии, когда начальное распределение уже не играет роли и температура в любой точке образца породы начинает изменяться во времени с постоянной скоростью. В частности, под регулярным режимом понимается стадия упорядоченного охлаждения или нагревания объема породы, характеризующаяся тем, что температура в различных точках этого объема изменяется во времени по одному и тому же (экспоненциальному) закону. Температурное поле в этой стадии описывается уравнением

$$\Delta T = A \exp(-mt),$$

где ΔT — перепад температуры между средой и породой; A — постоянная; m — постоянная процесса теплообмена, называемая темпом охлаждения (нагревания).

Величина m не зависит от координаты и времени и определяется условиями теплообмена на поверхности образца породы, его геометрией и теплофизическими характеристиками. Темп охлаждения (нагревания) является мерой инерционности температурного поля при достаточно интенсивном теплообмене и связан с коэффициентом температуропроводности соотношением $a = mB$ (где B — постоянная, зависящая от формы образца).

Методы регулярного режима применяются для исследования широкого спектра скальных, жестко сцементированных и дисперсных пород. Достоинствами метода являются относительная простота аппаратной реализации и методики проведения экспериментов, а также малое время определения, что важно при проведении серии опытов. К недостаткам следует отнести ограничения применимости метода в диапазоне отрицательных температур у дисперсных пород (область, где происходят фазовые переходы воды), невозможность оценки свойств у пород, обладающих анизотропными свойствами (породы с различной лито- и криотекстурой и т. д.), а также невысокую точность метода ($\pm 10\%$).

Отмеченные недостатки, свойственные регулярному режиму, характерны и для большинства квазистационарных методов, однако естественное стремление получить из данных одного опыта комплекс теплофизических характеристик, обуславливает использование, в частности, модификации этих методов — метод «тепловой волны». Данная методика особенно эффективна для определения характеристик скальных пород. Ее важным

преимуществом является многократная воспроизводимость данных в течение одного опыта.

Принцип определения теплофизических характеристик методом тепловой волны базируется на регистрации процесса затухания температурных волн в образце породы, выполненном обычно в виде тонкой пластины, на поверхности которой с помощью генератора импульсов электрическим нагревателем создаются периодические колебания мощности — тепловые волны. Эти волны в результате теплопроводности распространяются в глубь пластины и регистрируются на ее противоположной стороне. Через определенный период (обычно от 2 до 4 ч) начальное распределение температуры породы перестает влиять на процесс распространения волны и реализуются условия, математически описываемые задачей о периодически установившемся тепловом поясе. Запаздывание по фазе (сдвиг фазы) между периодическими изменениями мощности на нагреваемой поверхности и колебаниями температуры на противоположной стороне пластины однозначно определяется температурной инерционностью породы (коэффициентом теплопроводности), а уменьшение амплитуды колебаний — тепловой инерционностью породы (теплоемкостью).

Чисто нестационарные методы определения теплофизических характеристик в настоящее время более распространены при лабораторных и особенно полевых определениях. В литературе приводится большое разнообразие модификаций применительно к породам различного состава и строения, различающихся по способам задания температур и тепловых потоков (импульсные методы, методы монотонного разогрева и др.) и конструктивного оформления (калориметрическая ячейка, зонд и др.). В частности, принцип, положенный в основу метода определения коэффициента теплопроводности цилиндрическим зондом постоянной мощности, заключается в том, что в массив пород внедряется цилиндрический стержень, внутри которого вмонтированы электрический нагреватель и измерительный датчик температуры, и рассматривается распространение тепла, выделяющегося зондом. Перегрев зонда относительно окружающей его породы обычно не превышает $(1 \div 1,5)^\circ\text{C}$. Эксперимент длится 20—30 мин, точность определения коэффициента теплопроводности составляет не менее 5%. Величина λ определяется по приближенным формулам для случая включенного нагревателя ($\partial T/\partial \tau > 0$ — нагревание) и выключенного ($\partial T/\partial \tau < 0$ — охлаждение):

$$T - T_0 = \frac{N}{4\pi\lambda} f(\tau);$$

$$\text{здесь } f(\tau) = \begin{cases} A + \ln \tau; & \frac{\partial T}{\partial \tau} > 0, & 0 < \tau \leq \tau_1; \\ \ln \frac{\tau}{\tau - \tau_1}; & \frac{\partial T}{\partial \tau} < 0, & \tau > \tau_1, \end{cases}$$

где T — температура породы на расстоянии r от источника тепла; T_0 — начальная температура породы (до включения источника тепла); N — мощность источника, выделяемая единицей длины нагревательной нити; τ_1 — момент времени, соответствующий выключению нагревателя. Приведенные соотношения справедливы для поверхности зонда, что позволяет монтировать на нем измеритель температуры, и применимы в случае выполнения условия $(4a\tau)/r^2 > 1$, т. е. для относительно больших промежутков времени. Для используемых конструкций зондов указанный промежуток времени составляет 20—50 с после включения и выключения нагревателя. Из данного одного опыта можно рассчитать коэффициент теплопроводности в периодах «нагрева» и «охлаждения». Удовлетворительное совпадение данных по λ , укладываемых в пределы точности метода, служит одним из критериев достоверности полученных результатов.

Все методы определения теплофизических характеристик делятся на абсолютные и относительные. В последнем случае свойства определяются путем сравнения параметров теплообмена в испытуемых образцах и образцах-эталопах с известными характеристиками, что позволяет исключить ряд операций, например, по нахождению величин тепловых потоков.

Определение величины теплоемкости осуществляется обычно в калориметрических устройствах. Помимо основного деления на стационарные и нестационарные методы в основу классификации входят также деление по способу ввода тепла (периодический, непрерывный, импульсный, ввод тепла в адиабатических условиях и т. п.) или по способу ведения опыта (смешения, нагревания — охлаждения, адиабатического калориметра).

Рассмотрим в качестве иллюстрации лабораторную методику определения теплофизических характеристик в модификации, разработанной на кафедре мерзлотоведения МГУ.

В конструкции установки реализованы элементы стационарного и регулярного режимов, что позволяет определять комплекс теплофизических характеристик в диапазоне температур от $+20$ до -20°C , исключая область фазовых переходов (от 0 до $-5 \div -7^\circ\text{C}$), в которой определяется только величина коэффициента теплопроводности.

Схема экспериментальной установки представлена на рис. 60. Рабочая часть 2 установки представляет собой набор плоскопараллельных цилиндрических дисков, связанных шпилечно-резьбовым соединением. В диски вмонтированы электрический нагреватель 11, датчики температуры 3 и теплового потока 10, а также холодильники-штампы 4, через которые циркулирует охлаждающаяся в термостате 8 незамерзающая жидкость (антифриз или спирт). Охлаждение жидкости осуществляется холодильной машиной типа ФАК-1,1 9, работой которой управляет электронное реле, соединенное с контактным термометром 1. Нихромовый нагреватель помещается между двумя об-

разцами пород, создавая на их поверхностях одинаковые тепловые потоки. Его мощность измеряется ваттметром 6 и задается с помощью источника стабилизированного питания (типа Б5-21) 7 с таким расчетом, чтобы градиент температуры в образцах не превышал, как правило, 0,5 градус/см. Температура фиксируется хромелькапелевыми термопарами, рабочие спаи которых расположены на торцах испытываемых образцов. «Холодные» спаи термопар находятся в сосуде Дьюара 12. При необходимости точность измерения температуры может повыситься путем использования дифференциальных термопар. При проведении тарировочных опытов для проверки теплового ба-

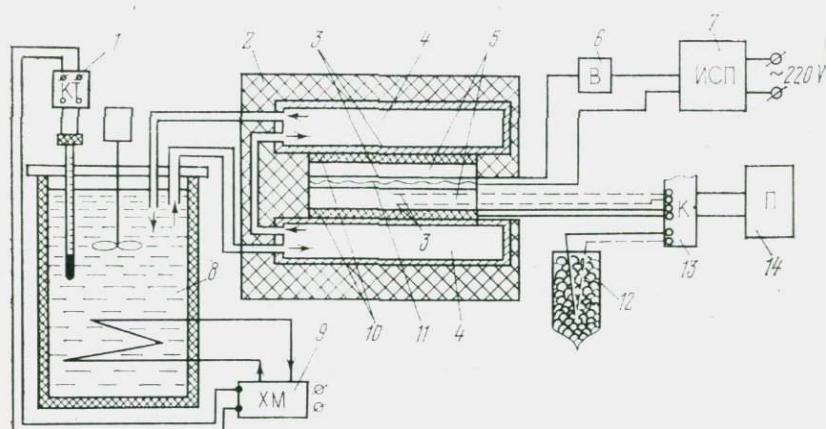


Рис. 60. Схема установки для комплексного определения теплофизических свойств горных пород

ланса предусмотрено наличие в схеме измерений высокочувствительных малоинерционных датчиков теплового потока 10. Утечки тепла через боковые поверхности образцов не должны превышать 3%. Термоэдс термопар и тепломеров фиксируют с помощью компенсационной схемы, состоящей из коммутационного блока 13 и самописца КСП-4. Контроль показаний проводился с помощью потенциометра Р-306 14 и гальванометра М-195.

Образцы исследуемых пород 5 выполнялись в форме диска, толщина которого, исходя из методических оценок, должна составлять не более $\frac{1}{5}$ величины диаметра. Как правило, диаметр образцов пород не превышал 80 мм, а высота — 1,5 мм. Образцы пород естественного сложения вырезались из монолитов, а нарушенного сложения подготавливались по стандартным методикам. Для определения коэффициента теплопроводности крупнообломочных пород на аналогичных принципах была спроектирована крупномасштабная установка, позволяющая проводить эксперимент на образцах размером до $500 \times 500 \times 200$ мм.

Методика проведения эксперимента заключается в следующем. Установку охлаждают (нагревают) до заданной температуры. Затем включают нагреватель и фиксируют рост перепада температур ΔT_i на поверхности образца во времени (i — момент времени). Перепад температур достигает максимума ($\Delta T_{ст}$) и уже не изменяется при наступлении стационарного режима, который обычно устанавливался в течение 4—6 ч при отрицательных температурах от 0 до -7°C , а при более низких отрицательных и положительных температурах гораздо быстрее. После этого опыт заканчивают и рассчитывают величину коэффициента теплопроводности по формуле

$$\lambda = \frac{Nh}{2S\Delta T_{ст}},$$

где N , S — мощность нагревателя и его площадь; h — высота образца. Величина коэффициента теплопроводности определяется по соотношению

$$a = mB = m \frac{4h^2}{\pi^2}.$$

Здесь величина темпа нагревания m может быть найдена графическим путем как тангенс угла наклона прямой, построенной в координатах $\ln(\Delta T_{ст} - \Delta T_i) = f(\tau)$. Зная значения параметров λ и a , находят величину теплоемкости C .

8.4. ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Основными характеристиками электрических свойств горных пород, используемыми в инженерной геологии, являются удельное электрическое сопротивление ρ (или удельная электропроводность грунта $\kappa_d = 1/\rho$) и относительная диэлектрическая проницаемость грунта ϵ . Такие электрические характеристики, как электрохимическая активность и поляризуемость горных пород, определяются и используются значительно реже, при решении сугубо специфических задач.

Удельное электрическое сопротивление ρ характеризует способность горных пород препятствовать прохождению электрического тока. Его величина изменяется в широких пределах от десятков и единиц (у водонасыщенных глин) до десятков и сотен тысяч ом-метров (у кристаллических изверженных и осадочных пород). Помимо минерального состава удельное электрическое сопротивление зависит от многих факторов: влажности, минерализации порового раствора, структурно-текстурных особенностей породы, температуры, пористости и трещиноватости.

Относительная диэлектрическая проницаемость породы ϵ — безразмерная величина, показывающая, во сколько раз сила взаимодействия электрических зарядов в данной породе меньше, чем в вакууме. Значения ϵ для различных пород меняются в пределах от 2 до 20 и более (ϵ воды равно 80) и зависят от

соотношения и состава слагающих породу твердого, жидкого и газового компонентов.

Для измерения удельного электрического сопротивления горных пород в образцах чаще всего используются четырех- и двухэлектродный методы [2, 29, 34].

Четырехэлектродный метод основан на измерении силы тока I , протекающего через питающие электроды A и B , расположенные на торцах образца в виде призмы или цилиндра, и разности потенциалов ΔU между приемными электродами M и N , находящимися в средней части анализируемого образца (рис. 61, a). Достоинством данного метода является то, что он позволяет исключить приэлектродную поляризацию и измерять истинное сопротивление породы. Для обеспечения надежных ре-

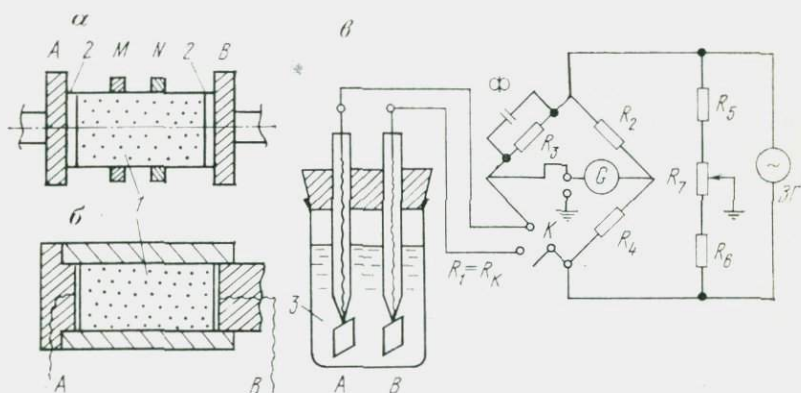


Рис. 61. Схемы измерения электрического сопротивления:

a — четырехэлектродный метод; b — двухэлектродный метод; v — электролитический сосуд с измерительной мостовой схемой; 1 — образец породы; 2 — прокладки; 3 — исследуемый раствор; AB — питающие электроды; MN — принимающие электроды

зультатов нужно следить за наличием хороших контактов электродов с образцом. С этой целью эффективно использовать целлофановые прокладки, насыщенные водным раствором, аналогичным поровому раствору исследуемой породы [34].

Удельное электрическое сопротивление породы в этом случае рассчитывается по формуле $\rho = (S\Delta U)/I$ (где S — площадь торца образца (керна); ΔU , I , l — разность потенциалов, сила тока и расстояние между электродами M и N).

Если исследуемый образец-монолит имеет достаточно большие размеры, то измерения ρ могут быть выполнены по схеме обычной установки $AMNB$, размещаемой на одной из плоских сторон образца. На концы питающих и приемных электродов для уменьшения переходных сопротивлений наносятся капли агар-агаровой смеси, приготовленной на концентрированном растворе медного купороса. Если размеры измерительной уста-

новки выбраны таким образом, что $AB = MN = NB = a$, то величину ρ рассчитывают по формуле 2ла ($\Delta U/I$).

В качестве измерительной аппаратуры для определения ρ можно использовать обычную полевую электроразведочную аппаратуру или милливольтметры и микроамперметры. Для высокоточных определений рекомендуется использовать схемы, в которые помимо резистивметра входят пульсатор и серийные высокоточные приборы: потенциометр типа Р-37/1, зеркальный гальванометр типа М195/3 или их аналоги [34].

Двухэлектродный метод измерения проводится на образцах горных пород, имеющих форму цилиндра или призмы, диска, куба, параллелепипеда. Данный метод удобен для определения ρ образцов тонкодисперсных (влажных глинистых) пород. Для этого образец породы с определенной влажностью (естественной или искусственно приготовленной) помещается в сосуд из непроводящего материала. Форма и размеры сосуда могут быть различными, но он должен предохранять образец от высыхания и обеспечивать возможность присоединения к торцевым частям образца пары электродов A и B (см. рис. 61, б). Для измерения ρ и χ_d водонасыщенных пород в процессе их уплотнения может использоваться компрессионно-электролитический прибор. Значения ρ в этом случае рассчитываются по формуле $\rho = KR_d$ (где K — постоянная прибора, зависящая от размеров сосуда и расстояния между электродами; R_d — электрическое сопротивление образца породы между электродами A и B). Конструкция электродов должна обеспечивать однородность электрического поля в образце. В качестве измерительной аппаратуры в двухэлектродном методе используются обычные мостовые схемы переменного тока (см. рис. 61, в).

Общие требования, которые необходимо соблюдать при измерении ρ данными методами, сводятся к следующему: 1) устранение явления поляризации электродов; 2) устранение влияния переходного сопротивления, возникающего на контактах электродов с образцом породы; 3) обеспечение постоянства влажности породы в ходе измерений; 4) контроль температуры при измерениях.

При инженерно-геологических исследованиях во многих случаях необходимо выяснить удельное электрическое сопротивление ρ_v или электропроводность χ_v растворов, содержащихся в породе, природных вод и водных вытяжек из грунтов. При этом выделение поровых растворов из породы осуществляется методами, описанными в т. I настоящего пособия.

Измерение ρ_v растворов удобно проводить с помощью серийного кондуктометра (например, типа ММЗЧ-04 с пределами измерений моста от 10^{-2} до 10^7 Ом при частоте 1150 Гц), в комплект которого входят измерительные стеклянные ячейки (датчики типа УК-02/1) с платиновыми и платинированными электродами. Исследуемый раствор заливают в измерительную ячейку и с помощью мостовой схемы кондуктометра измеряют

сопротивление раствора R_v . Удельное электрическое сопротивление раствора рассчитывают по формуле $\rho_v = KR_v$ (где K — постоянная измерительной ячейки, указанная в паспорте; R_v — измеренное электрическое сопротивление).

При отсутствии кондуктометра ρ_v определяют в электролитических сосудах (см. рис. 61, в) с платиновыми электродами прямоугольной формы площадью 1 см², расположенными на расстоянии 1 см [13]. Замеры сопротивления раствора R_v проводят с помощью мостовой схемы, работающей на переменном токе, и ρ_v рассчитывают по вышеприведенной формуле. Значения постоянной электролитического сосуда K определяют с помощью эталонного раствора (обычно NaCl или KCl) с известным удельным электрическим сопротивлением ρ^0 . Для этого раствор заливают в ячейку, измеряют его сопротивление R_v^0 и рассчитывают K по формуле: $K = \rho^0/R_v^0$ (где ρ^0 — удельное электрическое сопротивление эталонного раствора; R_v^0 — измеренное сопротивление эталонного раствора при той же температуре. Поскольку значения ρ_v принято для сопоставления выражать при температуре 18 °С, то для пересчета сопротивлений, измеренных при более высокой температуре (в интервале 18—50 °С), пользуются формулой $\rho_{18} = \rho_t [1 + 0,026 (t - 18)]$ (где ρ_t — удельное сопротивление при температуре t).

Для измерения диэлектрической проницаемости ϵ образцов горных пород пользуются различными мостовыми и резонансными схемами [2]. В мостовой схеме в одно из плеч моста включается измерительный конденсатор с испытываемым грунтом, в другое — эталонная емкость и сопротивление. В резонансной схеме при измерении ϵ используют резонансные явления в колебательном контуре, одним из элементов которого является измерительный конденсатор с породой.

При измерении ϵ емкостным методом следует иметь в виду: 1) наличие влаги в грунте существенно увеличивает значение ϵ ; 2) величина ϵ поровой влаги мало зависит от концентрации и состава растворенных в ней электролитов; 3) значения ϵ мало зависят от дисперсности и формы частиц пород; 4) наиболее благоприятным интервалом частот переменного тока при измерениях являются частоты в пределах 10^6 — 10^7 Гц.

Конструкции измерительных конденсаторов, в которые помещается исследуемый образец, различны. Они должны обеспечивать герметичность образца (постоянство влажности). Перед измерениями проводится калибровка конденсатора для определения геометрической емкости C_0 . С этой целью измеряют емкость пустого (без грунта) конденсатора в воздухе C_n и при заполнении его водой C_v , затем рассчитывают C_0 по формуле

$$C_0 = \frac{C_v - C_n}{\epsilon_v - 1},$$

где ϵ_v — диэлектрическая проницаемость воды при данной температуре (при 20 °С $\epsilon_v = 30,36$).

Затем измеряют емкость конденсатора, заполненного исследуемой породой C_d , и рассчитывают ее диэлектрическую проницаемость:

$$\varepsilon = \frac{C_d - C_n}{C_0} + 1,$$

а также тангенс диэлектрических потерь по формуле $\operatorname{tg} \delta = 1/2\pi f R_d C_d$ (где f — частота; R_d — электрическое сопротивление конденсатора с исследуемой породой).

В заключение необходимо отметить, что использование данных лабораторных определений ρ , χ_d , ε с целью интерпретации материалов полевых наблюдений (например, методом ВЭЗ) следует проводить с большой осторожностью, лишь будучи уверенным в отсутствии масштабных проявлений.

8.5. ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ

За элементарную частицу магнетизма на начальной стадии развития физики магнитологи принимали магнитный диполь — систему из двух равных по величине и обратных по знаку зарядов. В настоящее время понятие магнитный заряд устарело, поскольку оно не имеет физического смысла, однако на практике еще часто используется. Количественной мерой магнитного диполя является вектор, который представляет собой произведение магнитного заряда m на вектор длины диполя l , т. е. $M = ml$. Результирующий магнитный момент какого-либо тела, отнесенный к единице объема, единице массы или к грамм-атому, называется намагниченностью ($J = \Sigma M$). Для одних веществ намагниченность является сложной функцией внешнего магнитного поля, для других в определенных интервалах напряженности поля и температуры при квазистатическом характере намагничивания эта функция может быть линейной: $J = k_m H$ (где J — намагниченность; H — напряженность магнитного поля; k_m — магнитная восприимчивость). Отсюда следует, что магнитная восприимчивость есть коэффициент пропорциональности между намагниченностью и внешним магнитным полем, создавшим эту намагниченность. Наряду с характеристиками J и H часто пользуются еще одной векторной величиной — B , которая называется магнитной индукцией, или плотностью магнитного потока в намагниченном теле в поле H : $B = H + 4\pi J$. Из этого равенства видно, что векторы B и H связаны друг с другом коэффициентом пропорциональности, который называется магнитной проницаемостью, следующим образом:

$$\mu = \frac{B}{H} = 1 + 4\pi k_m.$$

Магнитная восприимчивость k_m является наиболее распространенной характеристикой. По этому параметру все вещества

делятся на два основных класса: если $k_m < 0$, то вещество относится к классу диамагнетиков, если $k_m > 0$ — к классу пара-, ферро-, ферри- или антиферромагнетиков. Магнитная восприимчивость диа- и парамагнитных веществ является практически величиной постоянной в широком интервале напряженности магнитного поля. Однако восприимчивость парамагнитных веществ (значительная часть природных минералов) зависит от температуры: $k_m = C/T$ (закон Кюри), или в более общем виде $k_m = C/(T - \Delta)$ (закон Кюри — Вейсса, где C — постоянная Кюри; T — абсолютная температура, Δ — постоянная Вейсса). Для ферромагнитных веществ k_m является сложной функцией в зависимости от напряженности магнитного поля, температуры и прошлой истории магнитного состояния. Кроме того, намагниченность ферромагнетиков, созданная действием внешнего однородного поля, зависит еще от магнитного поля, образованного самим намагничивающимся телом H_i , которое называется внутренним размагничивающим полем. Это поле всегда направлено в противоположную сторону относительно внешнего намагничивающего поля. Приближенно считается, что величина размагничивающего поля пропорциональна намагниченности, т. е. $H_i = -NJ$ (где N — размагничивающий фактор, определяемый геометрической формой намагничивающегося тела). Поэтому эффективное магнитное поле, в котором намагничивается тело, есть разница между внешним и размагничивающим полями: $H_{эф} = H - H_i$, а намагниченность тела $J = k_m(H - NJ)$ или $J = \frac{k_m}{1 + k_m N} H = k_{m_0} H$, где k_m — магнитная восприимчивость вещества, а k_{m_0} — магнитная восприимчивость тела.

Намагниченность горной породы J_{Π} складывается из двух векторов: индуцированной намагниченности J_i , вызванной современным геомагнитным полем, и остаточной намагниченности J_r , зависящей от совокупности геологических процессов, протекающих в породе, т. е. $\vec{J}_{\Pi} = \vec{J}_i + \vec{J}_r$. Естественная остаточная намагниченность осадочных пород меняется от десятитысячных до сотых долей ампера на метр. Величина естественной намагниченности горной породы (по сравнению с магнитной восприимчивостью) может варьировать в значительных пределах, так как она сильнее зависит от геологической истории формирования породы. К наиболее магнитным относятся магматические породы, а среди осадочных геофизики обычно выделяют лишь глины и песчаники. Однако только небольшая часть осадочных пород (известняки, мел, соли) практически не имеет в своем составе ферромагнитного компонента. Строгой зависимости магнитных свойств горных пород от содержания ферромагнитного компонента не установлено, однако тенденция к увеличению величины магнитной восприимчивости с ростом его содержания все-таки отмечается. Кроме того, величина магнитной восприимчивости может колебаться в широких пределах, поскольку она

зависит от намагниченности породы. Многие исследователи объясняют повышенную магнитную восприимчивость осадочных пород наличием тонкодисперсного гематита (маггемита) в глинистой фракции, так как экспериментально установлено, что при переходе от песчано-пылевой фракции к глинистой величина магнитной восприимчивости увеличивается. Ферромагнитные минералы в осадочных породах заключены в общей массе парамагнитных или диамагнитных минералов, составляя доли процента или нескольких процентов (максимум 20 %) от всего объема породы. В связи с наличием ферромагнитного компонента в горных породах вводится понятие о коэрцитивной силе H_c , которая равна напряженности внешнего магнитного поля в направлении, противоположном намагниченности, при условии, что намагниченность насыщения при этом поле сводится к нулю. Коэрцитивная сила зависит от размеров ферромагнитных частиц, особенно при достижении ими размера отдельного домена (область самопроизвольной намагниченности насыщения, характерная для ферромагнетиков, ферримагнетиков и антиферромагнетиков). Обычно размеры домена меньше 1 мкм, и поэтому частицы магнетита, гематита или другого ферромагнитного минерала глинистой фракции должны быть однодоменными, обладать сильной самопроизвольной намагниченностью и большой коэрцитивной силой (иногда более $5 \cdot 10^5$ А/м). В любой горной породе могут быть частицы меньше однодоменных, называемые суперпарамагнитными. Сущность суперпарамагнитного состояния заключается в том, что вектор намагниченности малой частицы начинает подвергаться тепловым флуктуациям. Согласно С. В. Вонсовскому, тепловые флуктуации магнитного момента становятся вероятными, если тепловая энергия kT равна или больше энергии анизотропии KV (где k — постоянная Больцмана; K — константа анизотропии; V — объем частицы; T — температура). Практически этот эффект характерен для частиц размером менее 10 нм. Зависимость намагниченности суперпарамагнитных частиц от температуры описывается уравнением Ланжевена

$$\bar{J} = nM \left[\operatorname{cth} \frac{MN}{kT} - \frac{kT}{MH} \right],$$

где n — число частиц в единице объема; M — магнитный момент частицы; H — напряженность поля; k — постоянная Больцмана; T — температура.

Намагниченность горных пород может формироваться различными способами [7, 32]. Для магматических пород характерна термоостаточная намагниченность, возникающая в процессе остывания и кристаллизации лавы от высоких температур (выше точки Кюри) в геомагнитном поле. Точка Кюри — это такая температура, выше которой ферромагнетик переходит в парамагнитное состояние, а ниже — характеризуется типичными ферромагнитными свойствами. Осадочные породы также

могут обладать термоостаточной намагниченностью, возникающей в результате контакта с горячими лавами или нагревания до высоких температур под влиянием различных физико-химических процессов. Намагниченность горных пород, возникающая в геомагнитном поле при постоянной температуре, называется изотермической или нормальной, она в свою очередь подразделяется на несколько подвидов (химическая, вязкая и др.). Идеальная намагниченность возникает в случае, когда в намагничивании породы участвуют как постоянное, так и временное (с изменяющейся до нуля амплитудой) магнитные поля. Намагниченность горной породы может возникнуть и химическим путем (химическая намагниченность), например, в процессе образования гематита из гидроокислов железа.

Измерения остаточной и индуктивной намагниченности образца сильномагнитной горной породы могут быть выполнены на астатическом магнитометре (М-14, МА-21). При наличии больших намагничивающих колец Гельмгольца может быть одновременно измерена величина остаточной намагниченности J_r и магнитная восприимчивость k_m . Полная серия измерений образца относительно магнитной системы состоит из 12 отсчетов. Для измерения величины и направления остаточной намагниченности J_r слабомагнитных пород используется серийно выпускаемый прибор ИОН-1. Измерения выполняются на образцах кубической формы с размером ребра 2,4 см в трех положениях относительно заданной системы координат. Детальная методика измерений на указанных приборах и способы обработки полученных данных изложены, например, в монографии А. Н. Храмова и Л. Е. Шолпо. В некоторых случаях используют вибрационный магнитометр, принцип действия которого основан на определении поля образца, колеблющегося в однородном магнитном поле. В этом случае прибор позволяет измерять магнитные свойства в зависимости от напряженности магнитного поля, температуры, а в отдельных модификациях — от давления с точностью до 1 %.

Для исследования магнитных свойств слабомагнитных веществ (диа- и парамагнитных) разработаны специальные методы измерений. Большая часть методов определения магнитной восприимчивости слабомагнитных веществ основана на измерении механической силы, возникающей в образце, помещенном в неоднородное магнитное поле. Величина этой силы может быть записана в виде

$$F_z = m\chi H \frac{dH}{dz},$$

где m — масса образца; χ — удельная магнитная восприимчивость; H — напряженность поля; dH/dz — градиент напряженности поля по оси z . Отсюда, измерив F_z и зная $H(dH/dz)$, можно определить величину магнитной восприимчивости. Для градуировки установки, называемой магнитными весами, исполь-

зуется вещество с известной магнитной восприимчивостью. Расчет измеряемой магнитной восприимчивости производится по формуле

$$\chi_m = \frac{m_0}{m} \chi_{m_0} \frac{F_z}{F_0},$$

где χ_m и χ_{m_0} — соответственно удельная восприимчивость исследуемого образца и эталона; m и m_0 — масса исследуемого вещества и эталона. Установка магнитные весы позволяет производить измерения магнитной восприимчивости, индуктивной намагниченности, определять точку Кюри и другие магнитные характеристики в широком интервале напряженности поля, температуры, а также в различной окислительно-восстановительной обстановке. Чувствительность метода по магнитной восприимчивости обычно составляет не более 10^{-7} .

В последние годы для исследования трехмерной текстуры горных пород применяется метод магнитной анизотропии [32]. Магнитная анизотропия горных пород может быть измерена несколькими методами. Однако наиболее распространен метод вращательных моментов, сущность которого сводится к измерению величины механического момента измеряемого образца во вращающемся однородном магнитном поле. Обычно измерения магнитной восприимчивости выполняют либо в малых полях (до $3 \cdot 10^3$ А/м), чтобы не разрушить остаточную намагниченность, либо в больших ($> 10^5$ А/м). В образцах горных пород существует магнитная анизотропия, обусловленная остаточной намагниченностью, пропорциональная H , и анизотропия магнитной восприимчивости, пропорциональная H^2 . Выбор напряженности поля, при которой производят измерения магнитной анизотропии, определяется поставленной задачей. Так, Ф. Стэнс считает, что анизотропия, обусловленная формой частиц и выравниванием кристаллографических осей одноосных кристаллов, может быть измерена как в малых, так и в больших полях, а выравнивание кристаллографических осей кубических кристаллов — только в больших полях.

Один из методов измерения магнитной анизотропии основан на использовании крутильного магнитометра, однако чувствительность метода недостаточна, и поэтому для осадочных пород он неприемлем. Наиболее распространенным прибором является магнитный анизометр, состоящий из источника однородного магнитного поля и упругой системы подвески, на которой подвешивается образец. Для измерений используются образцы в форме шара, диска или цилиндра с тем, чтобы избежать влияния фактора формы в горизонтальном сечении. Часто используется оптическая система регистрации отклонения образца от начального положения при вращении вокруг него магнитного поля. Однако при отклонении на угол более 1° возможны экспериментальные погрешности, связанные с изменением положения

образца относительно внешнего магнитного поля. В некоторых лабораториях для этой цели используют спиновый магнитометр, когда в образце, вращающемся в переменном магнитном поле, возникает сигнал двойной частоты по сравнению с частотой «спинирования» образца. Достаточно широко применяется «мостиковый» метод, когда образец работает как элемент для сбалаунсирования цепи при различных его ориентациях.

Для измерений магнитной анизотропии авторы рекомендуют магнитный анизометр, подробно описанный в работе [32]. Он позволяет достаточно точно определять направления главных восприимчивостей и несколько приближенно рассчитывать их величину. Все измерения анизотропии магнитной восприимчивости производятся на сферических образцах диаметром 18 мм. В результате измерений на каждом образце получают три синусоидальные кривые (соответственно при подвеске образца вдоль осей x , y , z) зависимости механического момента от угла поворота поля: $M = \varphi(\theta)$. Далее эти кривые обсчитываются на ЭВМ.

В конечном счете текстура любой породы характеризуется коэффициентом объемной ориентации частиц: $K_M = (K_{\max} + K_{\text{ср}}) / 2K_{\min}$ (где K_{\max} , $K_{\text{ср}}$, K_{\min} — соответственно коэффициенты максимальной, средней и минимальной магнитной восприимчивости). Кроме того, используется угловой коэффициент, характеризующий расположение в пространстве оси или плоскости преимущественной ориентации частиц относительно горизонтальной плоскости.

8.6. ИЗУЧЕНИЕ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Измерение скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород имеет большое практическое значение. Скорости распространения упругих волн (продольной v_p и поперечной v_s) представляют собой независимые упругие характеристики. Чем выше значение скорости, тем более упруга порода, т. е. тем значительнее ее сопротивляемость действующим внешним нагрузкам. В прочных магматических и осадочных породах, которые с известным приближением можно считать однородной изотропной идеально упругой средой, скорости упругих волн связаны с упругими характеристиками следующими соотношениями:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\rho(1+\mu)(1-2\mu)}};$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}},$$

где v_p , v_s — скорости распространения продольной и поперечной волн; E , G — модули линейной упругости и сдвига; μ — коэффициент Пуассона; ρ — плотность.

В большинстве жестких пород, относимых к скальным грунтам, v_p примерно в два раза больше v_s . Продольная волна или волна сжатия при своем распространении связана с объемными деформациями среды, поперечная волна или волна сдвига — только со сдвиговыми деформациями (деформациями формы). При исследовании образцов широко используется так называемая поверхностная волна релеевского типа, основная часть энергии колебаний которой сосредоточена вблизи свободной поверхности. Поверхностная волна характеризуется значительно большей интенсивностью, чем продольная или поперечная.

Поскольку все физические показатели горных пород тесно взаимосвязаны и изменение какого-либо одного из них неизбежно влечет за собой изменение других, скорости упругих волн широко используют для косвенного определения целого ряда инженерно-геологических показателей свойств пород. С их помощью могут быть определены упругие и деформационные показатели пород, предел прочности на сжатие, пористость и плотность пород. При этом в одних случаях достаточно знать скорость только продольной волны, в других — продольной и поперечной.

Скорости измеряют с помощью двух основных методик — продольного профилирования и просвечивания.

Продольное профилирование. При профилировании один из датчиков, служащий излучателем, остается неподвижным, а второй последовательно перемещается через постоянный интервал Δx в точки наблюдений, расположенные вдоль прямой линии, проходящей через центр излучателя (рис. 62). Расстояния по профилю, кратные Δx , удобно измерять между обращенными друг к другу краями датчиков. При профилировании регистрируется прямая продольная волна t_p , приходящая первой, и поверхностная релеевская волна t_R , приходящая за ней, имеющая значительно большую интенсивность и регистрирующаяся в области последующих вступлений (см. рис. 62, б). В скальных и полускальных грунтах скорости распространения этих двух типов волн различаются примерно в два раза, т. е. $v_p/v_R \approx 2$. Соответственно различаются и времена распространения волн, т. е. $t_R/t_p \approx 2$. Так как интенсивности этих волн также существенно различны (на записи максимальная амплитуда релеевской волны почти на порядок больше, чем у продольной волны), то для надежного прослеживания обоих типов волн один и тот же профиль иногда проходят дважды — с большим усилением для регистрации продольной волны и с меньшим — для прослеживания поверхностной волны. В качестве образцов при ультразвуковых наблюдениях чаще всего используется керн пород, отобранный из разведочных скважин. Линию наблюдений располагают по образующей керна, предварительно разметив ее с шагом 1—2 см, в зависимости от размеров датчиков и величины скорости распространения волны в породе.

При наблюдениях, проводимых по методике профилирования, расстояние между двумя соседними положениями датчика, или шаг d , не должен превышать величины $vT/2$ (где T — период колебаний). Следовательно, шаг может быть больше при: а) ра-

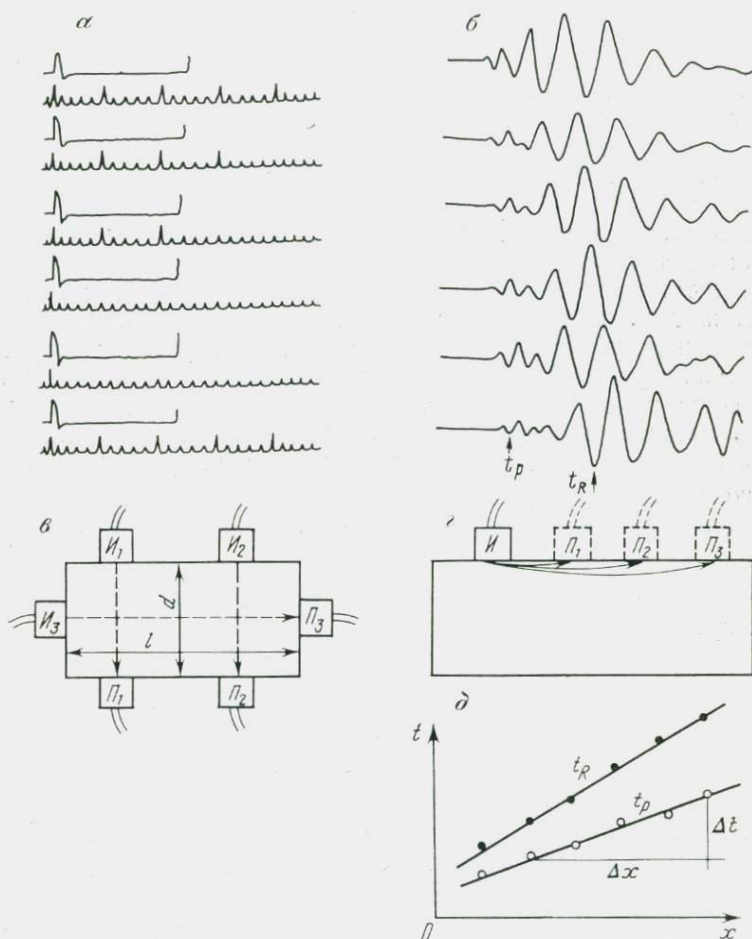


Рис. 62. Измерение скоростей ультразвуковых волн:

а — волновая картина на экране электронно-лучевой трубки, ультразвуковое прозвучивание; б — то же, ультразвуковое профилирование; в — схема прозвучивания; г — профилирование по образующей керна; д — годографы продольной t_D и поверхностной t_R волн при профилировании

боте с датчиками больших размеров, имеющих меньшую частоту излучения и больший период T генерируемых волн и б) изучений образцов пород, характеризующихся высокими значениями скоростей.

Для определения скоростей в породе по материалам наблюдений строят годографы — графики зависимости времени при-

хода волны в каждую точку профиля от расстояния до излучателя (см. рис. 62, *д*). Годограф первых вступлений прямой продольной волны представляет собой прямую линию, выходящую из начала координат. Уравнение его записывается в виде $t = x/v$, а скорость распространения волны в образце определяется наклоном годографа: $v_p = \Delta x / \Delta t$.

Годограф поверхностной волны представляет собой также прямую линию, но в отличие от продольной волны для нее строят только годограф фаз (он не выходит из начала координат), т. е. первого минимума или первого максимума волны (см. рис. 62, *д*). Объясняется это тем, что поверхностная волна не имеет фронта и, соответственно, резких вступлений. Скорость ее определяется также наклоном соответствующего годографа: $v_R = \Delta x_R / \Delta t_R$.

Из теории упругости известно, что скорость упругих колебаний может зависеть не только от материала образца, но и при определенных условиях и от его формы. Так, фазовая скорость продольной упругой волны, определенная в тонкой пластине, т. е., когда толщина пластины h много меньше длины волны λ , всегда меньше скорости в безграничной среде или скорости в массиве $v_{pм}$. В свою очередь, скорость упругих колебаний в тонком стержне $v_{pст}$ меньше скорости в массиве и скорости в пластине $v_{pпл}$, т. е. всегда справедливо отношение $v_{pст} < v_{pпл} < v_{pм}$.

Численные значения скоростей в пластине, стержне и массиве определяются соотношениями

$$v_{pст} = \sqrt{\frac{E}{\rho}}; \quad v_{pпл} = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\mu)^2}};$$

$$v_{pм} = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\rho(1+\mu)(1-2\mu)}}$$

Следовательно, чем меньше величина коэффициента Пуассона μ , тем меньше отличается скорость $v_{pст}$ или $v_{pпл}$ от скорости в безграничной среде $v_{pм}$.

При выполнении ультразвуковых измерений необходимо знать условия, при которых могут быть получены значения скорости, отличающиеся от скорости в массиве $v_{pм}$. Исследованиями О. И. Силаевой показано, что определяющим фактором является величина отношения диаметра образца к длине волны. Если $d/\lambda < 0,6$, то фазовая скорость, определенная по наклону годографа, будет соответствовать значению $v_{pст}$. Если $d/\lambda > 2$, можно быть уверенным, что определена скорость $v_{pм}$. В промежуточных случаях, т. е. при $0,6 < d/\lambda < 2,0$, скорость, определенная по наклону фазового годографа, может отличаться как от скорости в стержне, так и от скорости в массиве. Волны в стержнях и пластинах представляют собой интерференцион-

ные колебания, и наблюдать их можно только на определенных расстояниях от источника, когда сформировалась устойчивая интерференционная волна. Об этом обстоятельстве нередко забывают и распространяют приведенные выше условия при наблюдениях по методике просвечивания. Но, как показано исследованиями Е. А. Полякова, если выполняется условие

$$\frac{\sqrt{a^2 + l^2} - l}{\lambda} > 1,$$

то всегда определяется только v_{p_m} . Иными словами, в очень коротких образцах, т. е. где интерференционная волна не может сформироваться, определяется только v_{p_m} . Это подтверждается опытами О. И. Силаевой, установившей, что при профилировании на тонких стержнях вблизи источника колебаний существует область, где по годографу первых вступлений определяется v_{p_m} . Область эта тем меньше, чем меньше величина d/λ .

Просвечивание позволяет измерять скорости продольных колебаний (а при наличии специальных датчиков и поперечных), а также скорости сдвиговых волн. При просвечивании цилиндрических образцов датчик и приемник располагают на противоположных сторонах зерна — по диаметру или по его оси (см. рис. 62, в). При наблюдениях должны выполняться следующие требования: 1) образцы должны иметь ровные параллельные друг другу поверхности; 2) датчики должны прикладываться строго напротив друг друга, чтобы ось одного была продолжением оси другого; 3) вступление импульса должно быть четким, т. е. момент прихода волны должен отмечаться резким срывом (см. рис. 62, а). Качество волновой картины зависит от надежности контакта. Поэтому для улучшения контакта поверхность датчиков слегка смазывают солидолом или вазелином.

Для некоторых моделей сейсмокопов при наблюдениях по методике просвечивания необходимо определять поправку за время прохождения сигнала в мембранах корпусов датчиков. Для этого излучатель и приемник соединяют мембрана к мембране и, установив минимальное усиление, определяют на экране время до вступления волны. В зависимости от размеров датчиков оно обычно варьирует в пределах от 1 до 3 мс. Затем это время вычитают из измеренного времени пробега волны в образце. Поправку необходимо определять для каждой пары датчиков.

Для измерения скорости чисто поперечных волн по методике просвечивания необходима пара датчиков типа *SH*, которыми в большинстве случаев служат кристаллы сегнетовой соли прямого среза. Методика просвечивания с использованием специальных датчиков поперечных волн имеет следующие отличительные особенности. Поскольку датчики создают сдвиговые колебания, то для их надежной передачи в породе необходим до-

статочно жесткий контакт, а используемая при наблюдениях на продольных волнах солидоловая прослойка не дает желаемого эффекта. Хорошие результаты получены при использовании для контакта эпоксидной смолы без отвердителя. Смазка эта, обладая большой вязкостью, хорошо передает сдвиговые колебания в породу. Кроме того, для достижения надежного приема поперечных волн датчики должны быть соответствующим образом ориентированы. Вращая один из датчиков вокруг оси и оставляя другой неподвижным, добиваются коллинеарности векторов смещений (рис. 63, а). В этот момент амплитуда

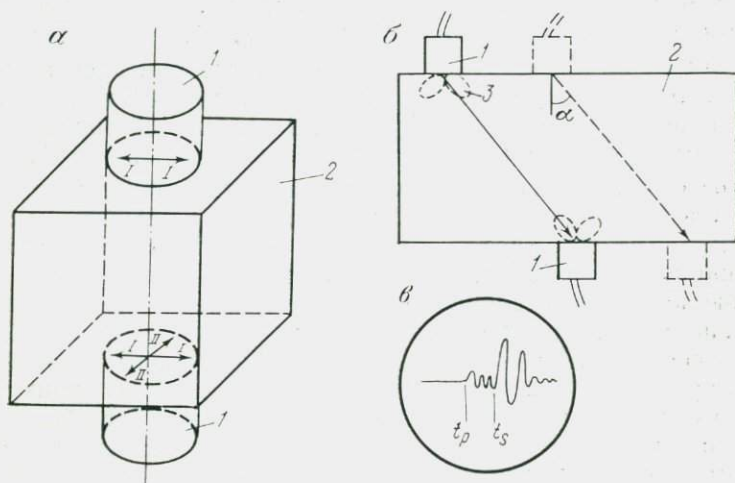


Рис. 63. Схема размещения и ориентировки датчиков при ультразвуковом прозвучивании (а), при прозвучивании под косым углом (б) и волновая картина на экране ЭЛТ (в):

1 — датчики ультразвуковых колебаний; 2 — образец; 3 — векторная диаграмма направленности датчика для поперечных SV-волн. I-I и II-II — ориентировка векторов смещений датчика

поперечной волны на экране электронно-лучевой трубки максимальна, а амплитуда продольной волны, наоборот, минимальна (см. рис. 63, в).

Если в распоряжении исследователя имеются образцы достаточно больших размеров с параллельными противоположными гранями (монолиты, отобранные в горных выработках, на обнажениях и т. п.), для измерений скорости поперечных волн можно использовать обычные датчики продольных волн, выполняя наблюдения по методике просвечивания под косым углом (см. рис. 63, б). Размеры образцов или, точнее, минимальная база просвечивания в этом случае должна удовлетворять условию $l \geq 2-3\lambda$. Тогда продольная P и поперечная SV волны успевают разделиться в пространстве и времени настолько, что можно четко выделить на фоне колебаний продольной волны вступления поперечной (см. рис. 63, в).

При проведении наблюдений датчик и приемник располагают на противоположных гранях таким образом, чтобы прямая, соединяющая их центры, составляла с поверхностью образца угол $\sim 45^\circ$. При этом на экране сейсмоскопа обычно удается выделить вступления как продольных, так и поперечных волн, что обусловлено благоприятным соотношением в пространстве векторов смещений P - и S -волн. Расстояние между центрами датчиков или база просвечивания измеряется штангенциркулем.

Поскольку при наблюдениях по методике просвечивания под косым углом колебания поперечной волны всегда наблюдаются на фоне колебаний продольной, может возникнуть сомнение в правильности определения момента вступления. В таком случае на каждом образце следует выполнить просвечивание на нескольких базах. Для каждой базы находят величину γ , равную v_s/v_p . Близкие значения γ , измеренные на всех базах, служат критерием правильности определения времени прихода S -волны. Если величина γ на одной из баз значительно отличается от других, это значение отбрасывают, а для остальных находят средние значения скоростей распространения упругих волн

$$v_p = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{l_i}{t_{pi}}}{n}; \quad v_s = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{l_i}{t_{si}}}{n};$$

а также их отношения

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{v_{si}}{v_{pi}}}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{t_{pi}}{t_{si}}}{n}.$$

Как следует из последнего выражения, для нахождения значений γ и, соответственно, коэффициента Пуассона μ можно обойтись и без измерения баз прозвучивания l_i . Это существенно повышает точность определения этого параметра, так как измерение баз при косом просвечивании — самый ненадежный элемент методики.

Если образец имеет не одну, а две или три пары примерно параллельных граней, то измерения скоростей целесообразно проводить между всеми парами граней. Данные таких измерений позволяют оценить анизотропию породы по скоростям и другим параметрам.

Предельную относительную погрешность определения скорости по методике профилирования можно оценить из соотношения

$$\frac{\delta v}{v} = \frac{\delta t v \sqrt{12}}{d \sqrt{(n+2)(n+1)n}},$$

где v — скорость, рассчитанная по наклону годографа; d — расстояние между соседними положениями датчика на профиле (соседними точками на годографе); n — число точек на годографе; δt — предельная абсолютная погрешность определения времени прихода волны в данную точку, численно равная максимальному отклонению точки годографа от аппроксимирующей прямой. При просвечивании погрешность определения скорости v находят из выражения

$$\frac{\delta v}{v} = \frac{\Delta l + v \Delta t}{l},$$

где l — база просвечивания; Δl и Δt — абсолютные погрешности определения базы просвечивания и времени пробега волны. Из приведенного выражения при заданной точности $\delta v/v$ может быть найдена минимальная база просвечивания или, что то же, минимальные размеры образца.

Глава 9

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

9.1. ИЗУЧЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ И ВЫЩЕЛАЧИВАЕМОСТИ

Растворимостью называется способность к образованию растворов — макроскопически однородных термодинамически устойчивых систем, состоящих из смеси нескольких компонентов, а выщелачиваемостью — свойство переходить в раствор избирательно некоторых компонентов твердого вещества.

Эти свойства пород проявляются при таком распространенном инженерно-геологическом процессе, как карст, причем при гипсовом карсте обычно преобладает выщелачивание, а при солевом — растворение. Выщелачиваемость пород проявляется также при орошении засушливых земель, что приводит к перемещению солей из поверхностных слоев в более глубокие слои.

Процессы растворения и выщелачивания горных пород природными водами имеют ряд сходных закономерностей. Изучение их необходимо как для прогнозирования некоторых инженерно-геологических процессов, так и для использования этих закономерностей во всех случаях, когда нужно оценить динамику солей в породах, что особенно важно при распространении загрязнения в породах.

Диффузионное растворение и выщелачивание происходят в слабопроницаемых породах при отсутствии фильтрационных потоков и подчиняются законам молекулярной диффузии, хаотический характер которой приводит к выравниванию концентраций в системе. В результате медленного течения диффузионного растворения и выщелачивания горных пород

образуются медленно расширяющаяся зона рассоления в выщелачиваемом массиве и зона засоления в засоляемом массиве. В пределах диффузионной зоны шириной L концентрация раствора падает от c_n — концентрации насыщения на границе — до концентрации, близкой к нулю.

Диффузионный поток Q через поперечное сечение S в направлении l определяется законом Фика

$$Q = -D_m S dc/dl, \quad (9.1)$$

где D_m — коэффициент молекулярной диффузии в породе; c — концентрация.

В пористой среде (например, в горных породах), коэффициенты диффузии по сравнению со свободным раствором изменяются вследствие различных факторов, обусловленных свойствами породы, — пористостью, извилистостью пути диффузии, тормозящим влиянием связанной воды и т. п. [7, 29].

Для процесса миграции солей при растворении и выщелачивании характерно появление осмотических потоков, сопутствующих либо встречных по отношению к направлению движения диффундирующих компонентов. Осмотическая фильтрация в породах имеет специфические особенности, затрудняющие применение классических законов осмоса к описанию этого процесса. Пропорциональность между осмотическим давлением и градиентом концентрации не соблюдается, и наблюдается изменение направления осмоса в некотором интервале концентраций. Подобные аномалии вызваны сильным воздействием перемены концентрации порового раствора на характер порового пространства, определяющим осмотические свойства породы. Основной характеристикой осмотической фильтрации является напор H_0 , равный гидростатическому давлению, которое нужно приложить в направлении, противоположном осмотическому давлению, до полного прекращения потока. Скорость осмотической фильтрации $v_0 = -k_\Phi (H_0/l)$ (где H_0/l — осмотический градиент) алгебраически прибавляется к скорости напорной фильтрации.

Для определения параметров миграции при диффузионном растворении и выщелачивании существуют различные методы.

Двухкамерный прибор. Две камеры разделены тонким образцом породы толщиной l , заключенным между двумя пористыми пластинками. Камеры, объемом v каждая, заполнены растворами разной концентрации c_1^0 и c_2^0 . По прошествии некоторого времени в процессе выравнивания концентрации они становятся соответственно равны c_1 и c_2 . Эффективный коэффициент молекулярной диффузии в породе определяется по формуле

$$D_m = \frac{vl}{2St} 2,31g \frac{(c_2^0 - c_1^0)}{(c_2 - c_1)},$$

где t — время диффузии; S — площадь образца.

Наступление квазистационарного режима диффузии произойдет через время $t_1 \geq 0,6(nl^2/D_m)$ (где n — эффективная пористость для диффузии). Так, для $l=1$ см $t_1=5$ сут, а для $l=2,5$ см $t_1=30$ сут. По прошествии времени t_1 , в течение которого концентрации в камерах поддерживают постоянными при помощи промывки их исходными растворами, прибор оставляют на некоторый срок t для выравнивания концентрации.

В диффузионной ячейке (рис. 64) образец породы отделяет дистиллированную воду в камере ячейки от раствора, залитого в сосуд большой емкости. В камере ячейки поддерживается постоянная концентрация в результате ежедневного смыва водой продиффундировавших туда компонентов, содержание которых определяется экспериментально. В сосуде большой емкости диффузионная миграция некоторого количества

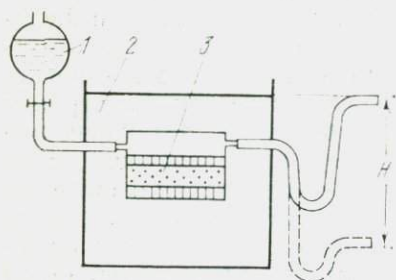


Рис. 64. Диффузионная ячейка:
1 — сосуд с раствором; 2 — камера с дистиллированной водой; 3 — образец

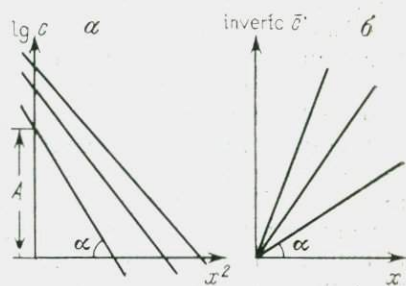


Рис. 65. Вспомогательные графики для определения D_m методом полуограниченной трубки:
а — по методу Чернова; б — по точному методу

солей незаметна, поэтому концентрация в нем также принимается постоянной. Таким образом, в диффузионной ячейке наблюдается стационарный режим диффузии. Он наступает в суглинистом образце через 5—9 сут при следующих параметрах ячейки: $S=20$ см², $l=1$ см, объем камеры 20 см³, объем сосуда с раствором 1 л.

Коэффициент молекулярной диффузии в описываемой ячейке определяют при совмещении уровня слива с уровнем раствора в сосуде, что исключает напорную фильтрацию. По результатам анализа промывных вод строят график зависимости количества продиффундировавшего вещества Q от времени и определяют D_m для установившегося периода диффузии: Ql/Stc_1 . Осмотический напор в диффузионной ячейке определяют путем измерения скорости фильтрации при нескольких положениях слива, имеющего гибкое соединение с ячейкой (см. рис. 64). Слив устанавливается выше и ниже уровня раствора в сосуде. График зависимости $v_{\phi}-H$ не проходит через нуль координат и расположен выше нуля, если осмотический поток совпадает по

направлению с диффузией, и ниже нуля, если осмос имеет нормальное, встречное по отношению к диффузии направление. Положительные значения принадлежат осмотической фильтрации из раствора в воду, отрицательные — из воды в раствор. Точки пересечения графика с осями координат позволяют определить на оси H осмотический напор, а на оси v_{ϕ} — скорость осмотической фильтрации. Из этих величин по формуле (9.1) уточняют коэффициент фильтрации, который может значительно отличаться от такового при фильтрации дистиллированной воды в отсутствие градиента концентрации.

Метод полуограниченной трубки нашел широкое применение в практике исследований коэффициента диффузии и впервые был разработан В. А. Черновым для определения коэффициента диффузии несорбирующихся анионов в почвах. Для обработки полученных результатов был предложен более точный метод [38], основанный на решении уравнения диффузии. Опыты проводятся в достаточно длинном цилиндрическом образце, на одном из торцов которого во время всего опыта должна поддерживаться постоянная концентрация, что достигается внесением избытка соли. Фронт диффундирующих компонентов не должен дойти до противоположного конца трубки, что выполняется при условии $l \geq 5 \sqrt{tD_M/n}$.

Распределение концентраций в диффузионной зоне согласно решению, предложенному В. А. Черновым, подчиняется уравнению

$$c = Ae^{-l^2 \cdot 4D_M t},$$

где A — постоянная. Анализ этого решения, проведенный А. А. Рошалем, показал, что под значением коэффициента диффузии D_M подразумевается комплексный параметр D_M/n . График зависимости $\lg c - l^2$ имеет вид прямой. По тангенсу угла наклона этой прямой находим: $D_M/n = 0,109/(t \operatorname{tg} \alpha)$.

Точное решение уравнения диффузии для полуограниченной трубки при граничном условии первого рода имеет вид:

$$\bar{c} = \frac{c - c_0}{c_{II} - c_0} = \operatorname{erfc} \lambda; \quad \lambda = 0,5l \sqrt{\frac{n}{D_M t}},$$

где \bar{c} — относительная избыточная концентрация порового раствора; c_0 , c_{II} — концентрация на границе при $l=0$ и начальная концентрация порового раствора; l — линейная координата.

Послойно производится расчет значений относительной избыточной концентрации \bar{c} . Затем, по таблицам функции $\operatorname{erfc} \lambda$ определяется соответствующее значение аргумента $\lambda = \operatorname{inverfc}(\bar{c})$, где $\operatorname{inverfc}$ — функция, обратная erfc . По полученным значениям аргумента строится график зависимости $\lambda - l$ (рис. 65). Тангенс угла наклона этой прямой $\operatorname{tg} \alpha = 0,5 \sqrt{n/(D_M t)}$. Комплексный параметр D_M/n определяется по формуле

$$D_M/n = \frac{1}{4t \operatorname{tg}^2 \alpha}.$$

Достаточно простым методом определения коэффициента диффузии является метод однокамерного прибора [38]. У образца, насыщенного раствором с концентрацией c_0 , изолированы боковая поверхность и нижний торец. Образец прикрыт пористой прокладкой и помещен в камеру с дистиллированной водой объемом v . Автоматическими датчиками или путем отбора микропроб на количественный анализ измеряют концентрацию раствора в камере во времени (например, один раз в сутки). При небольшой длине образца наступает квазистационарный режим диффузии при условии

$$D_m t / nl^2 = \tau > 3,5,$$

где l — длина образца. В камере изменение концентрации растворенного вещества во времени описывается зависимостью

$$c = c_0 - \frac{c_0}{d+1} \{1 + d \exp[-2(d+1)\tau]\},$$

где параметр d представляет собой отношение объема раствора, заключенного в порах, к объему воды в камере: $d = nSl/v$.

График зависимости относительной недостаточной концентрации в камере $\bar{c}' = (c_0 - c)/c$ от времени имеет вид кривой, асимптотически стремящейся к постоянному значению \bar{c}' , когда концентрации в порах и камере выравниваются: $\bar{c}' = \bar{c}(t \rightarrow \infty) = 1/(d+1)$. Для определения эффективного коэффициента диффузии необходимо построить график зависимости переменной $M = \frac{\bar{c}' - \bar{c}}{1 - \bar{c}'} \bar{c}$ от времени в полулогарифмических координатах ($\lg M - t$), который имеет вид прямой. По величине тангенса угла наклона рассчитывается эффективный коэффициент диффузии:

$$D_m = \frac{(1 - \bar{c}') l}{2S} \operatorname{tg} \alpha.$$

Активная пористость для диффузии может быть оценена по формуле

$$n = \frac{v}{Sl} \left(\frac{1}{\bar{c}'} - 1 \right),$$

затем можно определить и параметр D_m/n для сравнения результатов, полученных разными методами.

Рассмотрим теперь процессы растворения и выщелачивания, происходящие в фильтрационном потоке. Вытеснение соленых вод, образовавшихся в результате выщелачивания горных пород пресными водами, можно условно представить схемой поршневого вытеснения с резкой границей между раствором и пресной водой. Однако в реальных условиях наблюдается размыв фронта раствора с образованием зоны размыва шириной L ,

в пределах которой концентрация изменяется от нуля до концентрации насыщения раствора (рис. 66, а). Для описания массопереноса в фильтрационном потоке применимо уравнение конвективной диффузии:

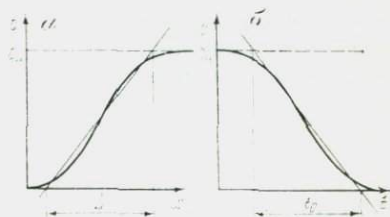
$$n \frac{\partial c}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial x} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}.$$

Согласно теории конвективной диффузии, дисперсия и разрыв фронта вытесняющего раствора есть результат неоднородности пористого пространства, при котором локальные скорости движения частиц существенно отличаются от средней величины, соответствующей действительной скорости фильтрации $u = v_{\phi}/n$.

Для коэффициента гидродисперсии D справедливо выражение, учитывающее процессы молекулярной диффузии и гидродисперсии:

$$D = D_m + \delta v_{\phi}, \quad (9.2)$$

Рис. 66. Графики распределения концентрации c по пути движения раствора x (а) и выходная кривая зависимости концентрации фильтрата от времени (б)



где v_{ϕ} — скорость фильтрации; δ — коэффициент, зависящий от вида грунта и направления фильтрационного потока и имеющий размерность длины. Даже при сравнительно низких скоростях фильтрации ($v_{\phi} > 10^{-2}$ м/сут) микродисперсия становится соизмеримой с молекулярной диффузией. Коэффициент гидродисперсии существенно зависит от скорости фильтрации.

Другой подход к описанию процесса растворения и выщелачивания в фильтрационном потоке основан на анализе уравнения скорости растворения $dm/dt = ks(c_n - c)$, согласно которому скорость растворения dm/dt пропорциональна недостатку насыщения жидкости солями данного состава ($c_n - c$) и величине поверхности s , с которой происходит растворение. Константа скорости растворения k , имеющая размерность скорости, равна

$$k = \frac{V}{st} \ln \frac{c_n}{c_n - c},$$

где V — объем камеры с раствором. При постоянной скорости движения раствора V/t заменяется расходом $v_{\phi}S$ (где S — площадь фильтрационного сечения), а s — на ax (где x — расстояние от начала зоны размыва; a — коэффициент, учитывающий характер распределения и доступность выщелачиваемого компонента и имеющий размерность длины). Таким образом,

получим следующее выражение для константы скорости выщелачивания в потоке:

$$k = \frac{VS}{ax} \ln \frac{c_n}{c_n - c}$$

Распределение концентраций в зоне размыва подчиняется уравнению

$$c = c_n \left(1 - e^{-\frac{akx}{v\phi S}} \right),$$

в котором трудно раздельно определить параметры a и k , поэтому они определяются совместно как комплексный параметр ak .

Ширину зоны размыва и распределение концентраций в ней определяют экспериментально в колонке с образцом, предварительно насыщенным вытесняемым раствором с концентрацией c_n . Колонка с образцом оборудована снизу сливом, а сверху поддерживается постоянный уровень сосудом Мариотта. Раствор вытесняют дистиллированной водой, а при сливе определяют расход воды, скорость фильтрации и концентрацию фильтрата в определенные моменты времени. Тогда ширина зоны размыва L определяется по формуле

$$L = \frac{V_{\phi t_0}}{n} = \frac{Qt}{S_n}, \quad (9.3)$$

где t_0 — время прохождения через колонку зоны размыва, определяется от момента начала падения концентрации в фильтрате до достижения концентрации, близкой к нулю (см. рис. 66, б).

Коэффициент гидродисперсии и структурный параметр. Если окончательное вытеснение раствора водой достигается при относительной концентрации $c=0,001$, для ширины зоны размыва справедливо выражение, полученное В. М. Шестаковым:

$$L = 4,4 \sqrt{Dt/n},$$

откуда с учетом (9.3) определяется коэффициент гидродисперсии. Используя выражение (9.2) и определив отдельно по одной из описанных выше методик коэффициент молекулярной диффузии D_m , можно рассчитать структурный параметр δ .

Константа скорости растворения. По результатам анализов фильтрата в определенные моменты можно построить график зависимости $\lg c_n / (c_n - c)$ от t , который имеет вид прямой с углом наклона α , причем $\operatorname{tg} \alpha = ak / SV_{\phi}$. Тогда комплексный параметр ak может быть определен по формуле $ak = \operatorname{tg} \alpha Sk_{\phi}$.

9.2. ИЗУЧЕНИЕ КОРРОЗИОННЫХ СВОЙСТВ

Коррозией называется процесс разрушения материалов вследствие их химического или электрохимического взаимодействия с окружающей средой. Выделяется несколько видов кор-

розии. Одним из них является подземная коррозия, которая по своей природе является в основном электрохимической и выражается в разрушении металлических сооружений при взаимодействии с грунтом.

Подземная коррозия, относящаяся к числу наиболее сложных ее видов, возникает в результате: 1) воздействия порового электролита на металлические конструкции, приводящего к возникновению в системе «металлическая конструкция — грунтовая толща» коррозионных элементов, работа которых обуславливает разрушение металла на анодных участках; 2) явления электролиза, происходящего в грунтах вследствие воздействия блуждающих токов при наличии вокруг металлического сооружения (например, трубопровода, кабеля и др.) порового электролита; 3) действия находящихся в грунтах микроорганизмов, вызывающих явление биокоррозии.

Коррозионную способность грунтов оценивают специальным показателем — коррозионной активностью грунта, соответствующим сроку, по истечении которого на новом трубопроводе (или другой конструкции) возникает первый сквозной пitting (каверна). Она определяется многими факторами, к числу которых относятся химико-минеральный состав грунта (и в первую очередь состав и количество растворенных солей, содержание органических веществ), влажность, реакция среды, окислительно-восстановительный потенциал, состав газов, структура, бактериальный состав и др. Один и тот же грунт проявляет различную коррозионную активность по отношению к разным металлам, из которых возведена конструкция. Поэтому в практической работе коррозионную активность грунтов определяют по отношению к конкретным металлам. Если подземная конструкция состоит из углеродистой стали, то коррозионная активность определяется по величине удельного электрического сопротивления, потере массы образцов, плотности поляризующего тока (табл. 27). Во всех случаях коррозионную активность грунтов по отношению к любому металлу подземной конструкции оценивают по наибольшему значению показателя.

Коррозионную активность грунтов определяют или непосредственно в массиве (определение удельного электрического сопротивления), или на специально отобранных образцах в лабораторных условиях. Образцы отбирают в шурфах, скважинах и траншеях из слоев грунта, залегающих на глубине прокладки подземного сооружения. Масса одной пробы для производства химического анализа должна составлять не менее 500 г, для исследования методом потери массы стального образца и поляризационными кривыми — 1,5—2 кг. Частота отбора проб по трассе сооружения оговаривается нормативными документами.

Удельное электрическое сопротивление с целью оценки коррозионной активности грунтов определяют с помощью симметричной четырехэлектродной установки. При изысканиях под проектируемое сооружение электроды размещают по линии,

Коррозионная активность грунтов по отношению к углеродистой стали
(по ГОСТ 9.015—74)

Коррозионная активность	Удельное электрическое сопротивление грунта, Ом/м	Потеря массы грунта, т	Средняя плотность поляризирующего тока, мА/см ²
Низкая	>100	До 1	До 0,05
Средняя	свыше 20 до 100	свыше 1 до 2	свыше 0,05 до 0,2
Повышенная	свыше 10 до 20	свыше 2 до 3	свыше 0,2 до 0,3
Высокая	свыше 5 до 10	свыше 3 до 4	свыше 0,3 до 0,4
Весьма высокая	До 5	>4	>0,4

совпадающей с осью будущей трассы, а для уже возведенного сооружения она должна размещаться параллельно этому сооружению на расстоянии 2—4 м от него. Расстояние между питающими электродами A и B должно отвечать условию $2h \leq AB \leq 4$ (где h — глубина прокладки подземного сооружения).

При проведении химического анализа грунта с целью оценки его коррозионной активности определяют рН, содержание хлорид-иона, нитрат-ионов, общее содержание железа, общую жесткость, количество воднорастворимых органических веществ. На основе этих данных определяют коррозионную активность грунтов по отношению к свинцовой (табл. 28) и алюминиевой (табл. 29) оболочкам кабеля.

При определении коррозионной активности грунтов по потере массы стального образца используют в качестве последнего стальную трубку длиной 100 мм и внутренним диаметром 19 мм. Перед проведением эксперимента ее очищают от ржавчины, окалина корундовой шкуркой, обезжиривают ацетоном, высушивают фильтровальной бумагой, выдерживают в течение 1 сут в эксикаторе с хлористым кальцием, а затем взвешивают с точностью до 0,1 г. После этого трубку помещают в стеклян-

Таблица 28

Коррозионная активность грунтов по отношению к свинцовой оболочке кабеля (по ГОСТ 9.015—74)

Коррозионная активность	рН	Содержание, % от массы воздушно-сухой пробы	
		органического вещества	нитрат-иона
Низкая	6,5—7,5	До 0,010	До 0,0001
Средняя	5,0—6,4 7,6—9,0	0,010—0,020	0,0001—0,0010
Высокая	До 5,0 >0,9	>0,020	>0,0010

Коррозионная активность грунтов по отношению
к алюминиевой оболочке кабеля (по ГОСТ 9.015—74)

Коррозионная активность	рН	Содержание ионов, мг/л	
		хлора	железа
Низкая	6,0—7,5	До 5	До 1
Средняя	4,5—5,9 7,6—8,5	5—50	1—10
Высокая	До 4,5 >8,5	>50	>10

ную банку высотой 110 мм и внутренним диаметром 80 мм. Для изоляции образца от дна банки в нижний его торец вставляют резиновую трубку так, чтобы она выступала на 10—12 мм. Банку заполняют изучаемым грунтом на 5 мм ниже верхнего конца трубки (грунт трамбуют для плотного прилегания к образцу). Затем грунт увлажняют до появления на его поверхности непоглощенной влаги. К банке с помощью зажима подключают отрицательный полюс, к образцу — положительный полюс источника постоянного тока напряжением 6 В. Ток пропускают в течение 24 ч. После отключения тока образец тщательно очищают от продуктов коррозии катодным травлением в 8 %-ном гидрате окиси натрия при плотности тока 3—5 А/дм², промывают дистиллированной водой, высушивают и взвешивают (допускаемая погрешность не более 0,1 г). По полученным результатам, а также используя данные табл. 27, определяют соответствующую категорию грунта.

При оценке коррозионной активности грунтов по плотности поляризующего тока осуществляют в соответствии с ГОСТ 9.015—74 следующий эксперимент. Готовят два стальных электрода в виде прямоугольных пластин 25×25 мм с припаянными контактными проводниками. Со стороны контакта эти пластины изолируют битумом, а другая их сторона тщательно зачищается корундовой шкуркой и обезжиривается ацетоном.

Подготовленные таким образом электроды закладывают в фарфоровый стакан емкостью 1 л, заполненный изучаемым грунтом. Неизолированные стороны пластин-электродов обращены друг к другу. Один из них подключают к положительному полюсу источника постоянного тока, другой — к отрицательному. Затем определяют разность потенциалов между электродами в момент разрыва поляризующей цепи при различных плотностях тока. На основании полученных данных строят диаграмму «разность потенциалов — плотность поляризующего тока». По этой диаграмме плотность тока соответствует разности потенциалов $\Delta I = 0,5$ В. Используя данные табл. 27, определяют коррозионную активность грунта по отношению к стали по плотности поляризующего тока.

9.3. ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕКТРОПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВ

Наличие электрического заряда на поверхности частиц дисперсных грунтов и градиента концентрации противоионов, компенсирующих поверхностный заряд в пределах двойного электрического слоя (ДЭС), определяет электроповерхностные и капиллярно-осмотические свойства пород, имеющие наибольшее значение в высокодисперсных глинистых породах. Наличие ДЭС в таких системах приводит к различным электрокинетическим явлениям как во внешнем электрическом поле (электроосмос, электрофорез), так и при его отсутствии (потенциал и ток течения, потенциал седиментации и др.). В то же время осо-

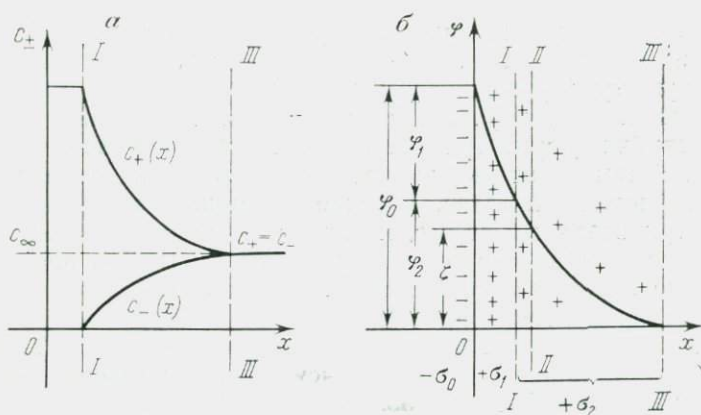


Рис. 67. Схема строения двойного электрического слоя:

а — график изменения концентрации катионов c_+ и анионов c_- ; *б* — кривая падения потенциала в функции расстояния от поверхности x и распределение избыточных ионов. I—I — граница адсорбционного слоя; II—II — плоскость скольжения жидкости; III—III — граница диффузного слоя и равновесного раствора

бенности строения ДЭС в отсутствие внешнего электрического поля определяют в дисперсных грунтах такие явления, как адсорбция, ионный обмен, взаимная коагуляция частиц и их агрегативная устойчивость. В связи с этим изучение параметров ДЭС имеет большое практическое и теоретическое значение в инженерной геологии [7].

Согласно современным представлениям, основанным на теории О. Штерна, разработанной в 1936 г., строение двойного электрического слоя вблизи твердой поверхности, имеющей отрицательный заряд ($-\sigma_0$), может быть представлено в виде схемы, приведенной на рис. 67. При этом поверхностная плотность заряда σ_0 потенциалопределяющего слоя образует как бы внутреннюю обкладку конденсатора, а ионы (катионы), находящиеся в жидкости, образуют внешнюю обкладку противоположного знака, причем в целом система электронейтральна: $-\sigma_0 = \sigma_1 + \sigma_2$, где σ_1 — плотность зарядов адсорбционного слоя

(расположенного от твердой поверхности до линии $I-I$, см. рис. 67); σ_2 — плотность зарядов диффузного слоя (область от линии $I-I$ до линии $III-III$).

Разность потенциалов, возникающая на границе раздела фаз, характеризуется фазовым или термодинамическим потенциалом φ_0 , который равен сумме падений потенциалов в адсорбционном φ_1 и диффузном φ_2 слоях (см. рис. 67, б). Потенциалы φ_0 , как и φ_1 и φ_2 , не поддаются прямому измерению. Экспериментально определяется лишь часть термодинамического потенциала, так называемый ζ -потенциал, характеризующий падение потенциала между границей скольжения жидкости (например, при наложении внешнего электрического поля в ходе электроосмоса) и глубиной раствора, где объемный заряд равен нулю, т. е. в области между линиями $II-II$ и $III-III$ (см. рис. 67). В ряде случаев ζ -потенциал может совпадать с φ_2 . Вследствие этого величина ζ -потенциала является важнейшей характеристикой ДЭС дисперсных систем.

Поверхностная плотность заряда частиц грунта может быть найдена по данным емкости обмена грунта [13]:

$$\sigma_0 = \frac{E_K F}{S_0 10^5},$$

где E_K — емкость обмена; F — число Фарадея; S_0 — удельная поверхность грунта.

Плотность зарядов диффузного слоя σ_2 может быть найдена по значениям ζ -потенциала в случае малой концентрации электролита в порах грунта (при $\varphi_2 \approx \zeta$) по уравнению

$$\sigma_2 = \frac{1}{Z} \sqrt{\frac{\epsilon RT c_V}{2\pi}} \left(e^{\frac{FZ\zeta}{2RT}} - e^{-\frac{FZ\zeta}{2RT}} \right),$$

где Z — валентность ионов; ϵ — диэлектрическая проницаемость порового раствора; R — газовая постоянная; c_V — концентрация равновесного раствора.

Область распространения диффузного слоя в глубину объема раствора определяется дебаевским радиусом экранирования χ или приведенной толщиной диффузного слоя δ , связанных соотношением $\chi = 1/\delta$ и определяемых по формуле

$$\delta = \frac{1}{2F} \sqrt{\frac{\epsilon RT}{2\pi c_V Z}}.$$

При изучении электроповерхностных явлений дисперсных пород следует иметь в виду, что, наряду с классической теорией равновесного ДЭС, в последнее время разрабатывается теория поляризованного ДЭС [11], учитывающая процессы возможной его поляризации и связанных с этим побочных факторов, влияющих на электрокинетические свойства. В связи с этим особое значение приобретают методы изучения параметров

неравновесного поляризованного ДЭС, которые, однако, пока разработаны лишь для правильных модельных систем и неприменимы к дисперсным грунтам.

Таким образом, ряд параметров ДЭС дисперсных систем может быть получен на основе классической теории ДЭС расчетным путем без электрокинетических измерений по данным адсорбции и изучения электропроводности равновесного раствора κ_V , методы изучения которой описаны в работах [13, 29], а также в разделе 8.4 настоящего издания. Прочие параметры ДЭС, в том числе ζ -потенциал, электропроводность и подвижность ионов ДЭС, определяются экспериментально на основе электрокинетических измерений описанными ниже методами.

Методы изучения поверхностной проводимости грунтов и ее производных. Наличие на поверхности частиц дисперсных грунтов ДЭС приводит к тому, что удельная электропроводность раствора в порах грунта κ не равна удельной электропроводности равновесного, т. е. контактирующего с грунтом, внешнего раствора κ_V , а превышает ее на величину поверхностной проводимости κ_S , являющейся как бы добавочной электропроводностью, обусловленной избытком противоионов в пределах ДЭС, количество и концентрация которых увеличиваются в элементарном объеме по мере приближения к твердой поверхности. Таким образом, $\kappa = \kappa_V + \kappa_S$. В дисперсных грунтах, у которых суммарный объем, занимаемый областью распространения ДЭС, V_S существенно меньше общего объема пор V_P , занятых раствором электролита, вклад κ_S в общую электропроводность κ невелик (например, в грубодисперсных песчаных грунтах, в грунтах с высокой концентрацией электролита порового раствора, когда «подавлена» диффузная часть ДЭС и т. д.). Для таких систем $\kappa \approx \kappa_V$, а $\kappa_S \ll \kappa_V$. Если же в грунте $V_P \approx V_S$, т. е. суммарный объем, занимаемый областью развития ДЭС, соизмерим или равен объему пор, то вклад κ_S в общую электропроводность становится очень существенным и тем более возрастает при перекрытии одноименных ДЭС на противоположных стенках пор. Для таких систем, как глинистые грунты, $\kappa_S > \kappa_V$ и $\kappa = \kappa_V + \kappa_S$. Таким образом, поверхностная проводимость является важной характеристикой ДЭС высокодисперсных грунтов, используемой в расчетах многих электрокинетических свойств.

В настоящее время не существует универсальных способов определения κ_S грунтов *in situ*, и для измерения κ_S применяют различные методы на моделях — аналогах природных образцов грунта [13].

Для неразбухающих дисперсных систем поверхностную проводимость определяют в измерительной ячейке, представляющей собой кольцо, заполняемое грунтом, на стенках которого друг против друга имеются платиновые электроды с известными геометрическими параметрами. Измерительная аппаратура и методы измерения электросопротивления растворов и об-

разцов грунта описаны в работах [13, 29] (см. также раздел 8.4 настоящего издания). Суть метода определения поверхностной проводимости состоит в том, что сначала в ячейке измеряют ее постоянную сопротивления без грунта $k_V = \kappa_V R_V$, где κ_V и R_V соответственно удельная электропроводность равновесного раствора и его электрическое сопротивление в ячейке (см. раздел 8.4). Затем в ячейке измеряют электросопротивление грунта, взаимодействующего с равновесным (исследуемым) раствором R_d , и сопротивление того же грунта, замешанного на концентрированном 1 н. растворе эталонного электролита (например, KCl), R_d° (при $\kappa_s \ll \kappa_V$), что позволяет определить постоянную ячейки с грунтом $k_d^\circ = R_d^\circ \kappa_V^\circ = \kappa_d R_d$ (где $\kappa_V^\circ = \kappa$ эталона) и рассчитать коэффициент структурного сопротивления системы $\beta = k_d/k_V = \kappa_V^\circ/\kappa_d$, удельную электропроводность грунта $\kappa_d = k_d/R_d$ и далее величины $\kappa = \kappa_d \beta$ и $\kappa_s = \kappa - \kappa_V$.

Для разбухающих дисперсных систем структура порового пространства (а следовательно, и β) существенно отличается в случае взаимодействия образца с разбавленным и концентрированным раствором электролита, что создает основную трудность при определении κ_s в таких системах. В этом случае для определения κ_s и β используют компрессионно-электролитические приборы (рис. 68), позволяющие измерять R_d и R_d° для различных состояний плотности — влажности образца по мере его уплотнения (или набухания) и анализировать электропроводность отжимаемого (или поглощаемого) при этом равновесного порового раствора κ_V . В результате измерений β , проводимых аналогично описанным выше, но при разной плотности — влажности (W) образца (высоте уплотняющего поршня) определяется зависимость $\beta = f(W)$, с помощью которой можно находить κ_s грунта при любой плотности — влажности: $\kappa_s = \kappa_d(W) \beta(W) - \kappa_V$, где $\kappa_d(W)$ и $\beta(W)$ — соответственно зависящие от влажности (плотности) значения удельной электропроводности водонасыщенного грунта и коэффициента структурного сопротивления.

При определении κ_s следует учитывать различные факторы, влияющие на результаты измерения. Для устранения поляризации ДЭС электросопротивление измеряют на переменном токе

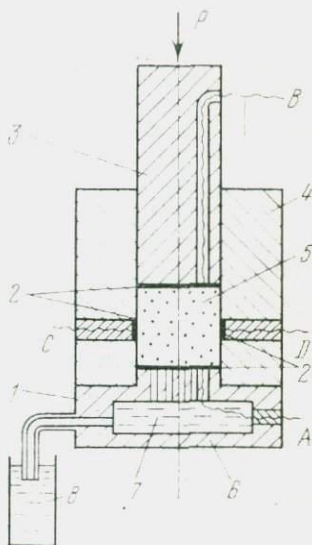


Рис. 68. Схема компрессионно-электролитического прибора:

1 — отводная трубка; 2 — платиновые электроды; 3 — уплотняющий поршень; 4 — корпус; 5 — образец; 6 — поддон; 7 — равновесный раствор; 8 — сосуд для сбора отжимаемого раствора. А, В — вертикальные и С, D — горизонтальные электроды

частотой 1000 Гц. Поскольку повышение температуры приводит к увеличению электропроводности, все измерения сопротивления при данной температуре t приводят к температуре 18 °C по формуле $R_{18^\circ} = R_t [1 + (t - 18) \cdot 0,02]$. В процессе измерений особое внимание следует уделять чистоте и точности разведения используемых растворов, а также чистоте применяемых ячеек и сосудов.

По значениям κ_S определяют ряд ее производных величин, характеризующих электроповерхностные свойства рассматриваемой системы: удельную поверхностную проводимость K_S , среднюю эффективную подвижность ионов ДЭС Fu_K , коэффициент электропроводности ионов ДЭС f и др. [13]. Величина K_S определяется по формуле $K_S = \kappa_S W \cdot 0,01/S_0$ (где W — влажность водонасыщенного грунта; S_0 — его удельная поверхность). В отличие от κ_S величина K_S не зависит от размера пор в образце и его дисперсности. Величина Fu_K определяется по формуле $Fu_K = \kappa_S \cdot 10^3/E_K$. Связь ионов ДЭС с поверхностью грунта характеризуется коэффициентом электропроводности f ионов ДЭС, равным: $f = Fu_K/Fu_V$ (где Fu_V — подвижность соответствующих ионов в свободном растворе).

Для определения величины ζ -потенциала дисперсных грунтов применяются различные методы, основанные на электрокинетических явлениях: электроосмосе, электрофорезе, потенциале протекания и др. Все эти методы дают одинаковую информацию о строении ДЭС и значениях ζ -потенциала, поэтому выбор соответствующего метода определяется лишь целью эксперимента.

Метод электроосмоса. Величину ζ -потенциала определяют по экспериментальным замерам объемной скорости электроосмотического расхода жидкости Q при данной силе тока I и уравнению Гольмгольца — Смолуховского:

$$\zeta = \frac{4\pi\eta(\kappa_S + \kappa_V)}{\varepsilon} \frac{Q}{I},$$

где η — вязкость порового раствора. Опыты по электроосмосу в грунтах удобно проводить в электроосмотической ячейке (рис. 69), в которой агаровые ключи, устраняющие влияние электродных и диффузионных процессов на взаимодействующий с грунтом равновесный раствор, заменены многослойными целлофановыми мембранами.

При измерении электроосмотических параметров необходимо соблюдать ряд условий, влияющих на корректность опыта [11]: строгая горизонтальность и чистота поверхности отсчетных капилляров; отсутствие пузырьков воздуха в системе и градиента капиллярного давления в отсчетных капиллярах. Измерение объема фильтрующей жидкости должно быть с точностью более $1 \cdot 10^{-3}$ см³. Для учета температуры прибор необходимо термостатировать. Измерения Q и I проводят в диапазоне напряжений от 30 до 200 В постоянного тока при силе тока от 0,5 до

10 мА. Для устранения поляризации ток пропускают в течение возможно короткого времени (≤ 1 мин), необходимого для взятия отсчета, после чего меняют полярность электродов и снимают следующий отсчет.

При расчете ζ -потенциала грунтов по формуле Гельмгольца—Смолуховского следует иметь в виду, что она справедлива для условий неперекрывающихся ДЭС. В тонкодисперсных грунтах по мере их уплотнения возрастает степень перекрытия ДЭС, и величина электроосмотического переноса $P=Q/I$ снижается, что ведет к занижению рассчитываемых значений ζ -по-

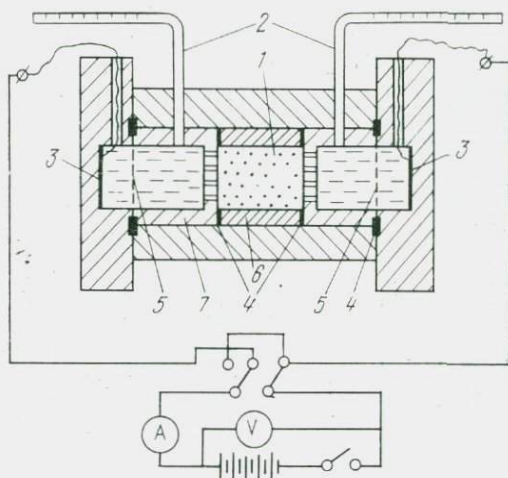


Рис. 69. Схема электроосмотической установки:

1 — образец; 2 — отсчетные капилляры; 3 — платиновые электроды; 4 — резинные прокладки; 5 — целлофановые мембраны; 6 — кольцо для грунта; 7 — перфорированные поршни

тенциала. Поэтому истинные значения ζ -потенциала в глинистых грунтах методом электроосмоса могут быть получены только для образцов в отсутствие перекрытия ДЭС, т. е. при влажности максимального свободного набухания образцов, когда ζ достигает своего максимального значения и $H/\delta \gg 1$ (где H — расстояние между частицами; δ — приведенная толщина диффузного слоя).

Метод электрофореза. В этом методе (в отличие от предыдущего) непосредственно замеряется не скорость жидкости, а линейная скорость отдельных частиц грунта $U_{эф}$ в поле постоянного электрического тока напряженностью $E=U/l$ (где U — разность потенциалов на электродах; l — расстояние между электродами). ζ -потенциал рассчитывают по уравнению

$$\zeta = \frac{4\pi\eta}{\epsilon} \frac{U_{эф}}{E}$$

Для измерения электрофореза дисперсных частиц используют ячейки различной конструкции [11]. Методика измерения сводится к регистрации скорости движения частицы в электрическом поле в плоской камере под микроскопом (микроэлектрофорез) либо скорости перемещения границы суспензии с «бокoвым» раствором в U-образной градуированной трубке (макроэлектрофорез).

Схема плоской ячейки открытого типа для микроэлектрофореза приведена на рис. 70. В ячейку глубиной h , равной 0,12 см,

помещается разбавленная суспензия исследуемого грунта с известной концентрацией электролита. Поле напряжения создается в диапазоне 5—10 В, во избежание эффектов поляризации полярность периодически меняется с частотой, позволяющей регистрировать скорость движения отдельных частиц ($\sim 0,18$ Гц).

Фокус микроскопа устанавливают таким образом, чтобы регистрировать движение частиц в так называемом стационарном уровне (сечении), не осложненном влиянием электроосмоса. Для плоской ячейки (см. рис. 70) глубина фокуса микроскопа должна соответствовать либо верхнему, либо нижнему стационарному уровню, которые располагаются соответственно на расстояниях $0,21h$ и $0,79h$, отсчитываемых от поверхности ячейки. Для удобства наблюдений за отдельными частицами в микроскопе используют конденсор темного поля.

Замеры $U_{эф}$ многократно повторяют и затем статистически обрабатывают.

На корректность определения $U_{эф}$ влияет множество факторов: возможное электроосмотическое скольжение жидкости; осложнение траектории движения частиц действием сил тяжести; конвекция жидкости; наличие пузырьков газа у электродов, вибрация и т. д. Все эти факторы должны быть по возможности устранены [11].

В то же время микроэлектрофорез обладает рядом преимуществ. Определение ζ -потенциала не осложнено в этом случае влиянием соседних частиц (низкая концентрация твердой фазы), в опытах можно определять различия в скорости отдельных частиц, отличающихся по размеру, форме, ориентации и мине-

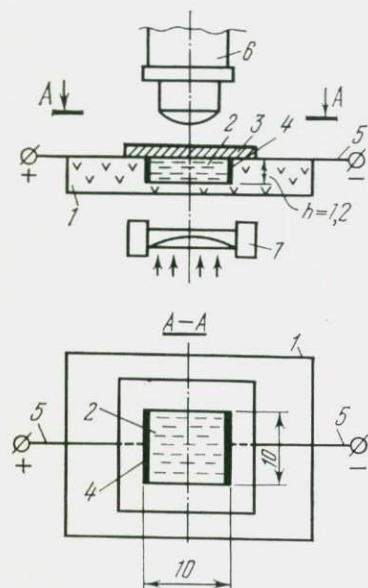


Рис. 70. Схема плоской ячейки для микроэлектрофореза:

1 — корпус; 2 — суспензия; 3 — покровное стекло; 4 — платиновые электроды; 5 — подводящие провода; 6 — микроскоп; 7 — конденсор

ральному составу. Видоизменяя конструкцию ячейки, этим методом можно определять электрофоретическую подвижность крупных частиц, осложненных силой тяжести. Метод не ограничивает применение высокого увеличения микроскопа.

Метод потенциала протекания. Величину ζ -потенциала рассчитывают также по уравнению Гельмгольца — Смолуховского и данным эксперимента, в ходе которого измеряют объем жидкости, прошедший через образец под действием давления P , и возникающий при этом потенциал по обе стороны образца U_n :

$$\zeta = \frac{4\pi\eta(\kappa_V + \kappa_S)}{\varepsilon} \frac{U_n}{P}.$$

Определение U_n в грунтах проводят в ячейках, конструкция которых аналогична электроосмотическим, с той лишь разницей, что в них должно быть предусмотрено устройство, создающее напор фильтрующейся жидкости, а внешняя электрическая схема ЭДС должна быть заменена на электрическую схему, позволяющую замерять возникающий электрический потенциал [29].

Этот метод имеет те же ограничения при определении ζ -потенциала, что и метод электроосмоса (перекрытие одноименных ДЭС). В ячейках обычно используются хлор-серебряные электроды, а входное сопротивление измерительной схемы должно быть на несколько порядков выше внутреннего сопротивления исследуемого образца для того, чтобы ток, потребляемый схемой, не смещал стационарного состояния. В отличие от метода электроосмоса метод потенциала протекания во многих случаях оказывается предпочтительнее при определении ζ -потенциала в дисперсных грунтах, поскольку он не требует приложения внешней ЭДС, вызывающей различные побочные явления (нагревание, поляризацию и т. д.).

В особо сложных случаях, когда электроповерхностные эффекты обуславливаются одновременным действием различных электрокинетических, фильтрационных, капиллярно-осмотических, термоосмотических и вязкостных явлений, их изучение возможно на основе методов термодинамики необратимых процессов, позволяющих учесть совместное влияние различных факторов.

9.4. ИЗУЧЕНИЕ НАБУХАНИЯ И УСАДКИ

Явление набухания, или увеличение объема породы при поглощении влаги, проявляется главным образом у высокодисперсных глинистых грунтов. Это явление имеет большое значение при строительстве сооружений на таких грунтах, особенно залегающих в условиях контакта с грунтовыми водами, или при изменении водного режима в толще и химического состава

грунтовых вод. Показатели набухаемости грунтов используются для расчетов крепей выработок, котлованов и др. [7].

Проявление процесса набухания может способствовать разуплотнению породы, возникновению значительных деформаций оснований сооружений, приводящих в ряде случаев к аварийным ситуациям.

Набухание глинистых грунтов является сложным физико-химическим процессом и с точки зрения термодинамического подхода объясняется, по Б. В. Дерягину, возникновением сил «расклинивающего» давления на границе твердой и жидкой фаз грунта различной природы. Выделяют адсорбционную, «осмотическую» и структурную составляющие «расклинивающего» давления при набухании грунтов. Первая стадия набухания связана с адсорбционным процессом поглощения влаги грунтом и заканчивается в основном при влажности грунтов, близкой к максимальной гигроскопической. Вторая стадия набухания грунтов обусловлена процессами поглощения ими влаги в результате поверхностных «осмотических» сил (или осмотического давления), возникающих вблизи поверхности частиц грунта из-за наличия активной концентрации поверхностных обменных катионов (противоионов двойного электрического слоя), главным образом глинистых минералов, в условиях низкой ($<0,1$ н.) концентрации свободного порового раствора. Существенное приращение объема грунта происходит именно на этой стадии набухания. Кроме того, на величину набухаемости грунтов оказывают влияние капиллярные или менисковые силы (при неполном заполнении пор водой), молекулярное межчастичное взаимодействие и тиксотропные явления, а также вязкопластические свойства воды вблизи поверхности, способствующие уменьшению набухаемости грунтов.

Основными факторами, обуславливающими величину набухания пород, являются: состав и структура твердой части грунта, химический состав и концентрация взаимодействующего с грунтом раствора, нагрузка, температура, попеременное обводнение и высушивание грунта и т. д. Наибольшее набухание наблюдается у пород, обладающих высокой дисперсностью, содержащих глинистые минералы с подвижной кристаллической решеткой (типа монтмориллонита) и обменные катионы Na^+ , имеющие аксиальную текстуру, большую плотность, малую влажность, обратимые коагуляционные связи при низких концентрациях взаимодействующего раствора, в условиях уменьшения нагрузки, повышения температуры и др.

Набухаемость породы характеризуется:

1) величиной (степенью) или деформацией набухания, которые обычно выражаются относительным изменением объема (или высоты h) образца, %:

$$\delta = \frac{V_n - V_0}{V_0} \cdot 100 \quad \text{или} \quad \delta = \frac{h_n - h_0}{h_0}, \quad (9.4)$$

где δ — величина набухания образца; $V_n, (h_n)$; $V_0, (h_0)$ — объемы (высоты) набухшего и исходного образцов;

2) влажностью набухания — влажностью образца, до которой происходит изменение его объема при набухании, %:

$$W_n = \frac{g_n - g}{g} 100, \quad (9.5)$$

где W_n — влажность набухания; g_n — масса набухшего образца; g — абсолютно сухая навеска;

3) давлением набухания, которое возникает при увеличении объема образца: $P_n = F/S$, (где P_n — давление набухания, F — сила набухания; S — площадь образца);

4) временем или кинетикой набухания образца $\delta_n(t)$.

Согласно СНиП II-15-74, набухающими считаются глинистые грунты, для которых величина относительного набухания δ_n превышает 4 %. Ниже приводится классификация грунтов по величине свободного (без нагрузки) набухания δ_n и давления набухания P_n :

	$\delta_n, \%$	$P_n, \text{МПа}$
Ненабухающие	< 4	< 0,025
Слабонабухающие	4—10	0,025—0,1
Средненабухающие	10—15	0,1—0,25
Сильнонабухающие	> 15	> 0,25

Величины, характеризующие набухание грунтов, зависят от методики их определения. Существует довольно много методов определения параметров набухаемости грунтов. Это, например, определение влажности образца, набухавшего предварительно в воде, удаленной затем путем фильтрации через воронку Бюхнера (по С. Маттсону), или набухавшего внутри желатинового студня (по В. С. Шарову); измерение объема и влажности образца, помещенного в перфорированную резиновую пленку (по Ф. Ф. Лаптеву и А. Г. Кирьяновой), и др. Недостатками этих методов являются искажение величин набухаемости за счет заземленного воздуха (в закрытом объеме образца), отсутствие данных об изменении объема образца или их искажение. Кроме того, существуют косвенные методы определения набухаемости образцов — по измерению объема влаги, поступающей в образец, а также по седиментационному объему осадка в жидкости. Эти методы не дают сведений об изменении объема образца, а объем структурированного осадка подчиняется совершенно другим (по сравнению с деформационным объемом набухшего образца) закономерностям.

Наиболее распространенным в грунтоведении прибором, в котором с достаточной степенью точности определяются влажность и величина набухания образца, является прибор конструкции А. Васильева или его модификации, например Яковлевой (ПНГ). Эти приборы основаны на измерении объема

увлажняемого снизу образца грунта в кольце с помощью индикатора часового типа (точность 0,01 мм). Они дают возможность путем прямых наблюдений исследовать кинетику набухания образца в нарушенном и естественном сложениях, а также измерить влажность набухшего образца после окончания опыта. Поскольку замачивание образца производится снизу, влияние заземленного воздуха практически исключается. Между прибором Васильева и другими его модификациями нет существенных конструктивных различий.

Ввиду того, что наша промышленность изготавливает серийно приборы ПНГ, ниже приведем более подробное их описание.

Основной частью прибора (рис. 71) является металлическое кольцо с насадкой; последняя заточена с одного конца, а с другого имеет выступ для крепления на кольце. Кольцо с грунтом плотно надевается на перфорированное донце. К последнему винтами прикрепляется скоба, удерживающая кольцо в строго фиксированном положении и являющаяся центрированной (по отношению к кольцу) опорой для индикатора. Ножка последнего опускается на верхний подвижный перфорированный поршень. Порядок определения сводится к следующему: кольцо с насадкой заполняется грунтом, избыток грунта с торцовых частей насадки и кольца удаляется ножом. Отделяют кольцо с грунтом от насадки, зачищают торцовые части кольца ножом и взвешивают его. После этого снова надевают насадку на кольцо, покрывают торцовые части фильтровальной бумагой, устанавливают кольцо в донце, опускают на образец поршень, укрепляют скобу. Посредством винта устанавливают индикатор в нулевое положение. Собранный прибор опускают в круглую ванночку, куда наливают воду или испытуемый раствор до уровня затопления донца. Отмечают время начала опыта и записывают показания индикатора через 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 40, 50 мин, 1 ч, далее через каждый час в течение суток, а в последующие сутки два раза в день. Опыт считается законченным, если показания индикатора за 1 сут отличаются не более чем на 0,01 мм. Кольцо с набухшим грунтом взвешивают и определяют его влажность. Кроме того, погружением пенетromетра (конуса) в грунт (в кольцо) можно измерить прочность структуры P_m набухшего грунта. Параметры набухания рассчитывают по формулам (9.4—9.5), причем вместо объема V используют высоту образца h .

Если при определении набухания в образце важно сохранять определенную концентрацию взаимодействующего раствора, то для предотвращения испарения воды или раствора собранный прибор, подобный описанному выше, можно поместить не в открытую ванночку, а в закрытый стакан.

Давление набухания определяют косвенными методами в компрессионных приборах или прямыми с помощью динамометров, тензометрических датчиков и др.

Косвенный метод определения давления набухания можно разделить на несколько способов. Первый способ — определение в компрессионном приборе величины нагрузки на образец при ступенчатом его нагружении и замачивании снизу, при которой фиксируется осадка образца (метод арретирного хода). Второй способ — нахождение давления P_n по точке пересечения двух компрессионных кривых набухшего и идентичного ему ненабухшего образца (метод двух кривых). Оба эти способа неточные, так как при компрессионном сжатии образцов на вели-

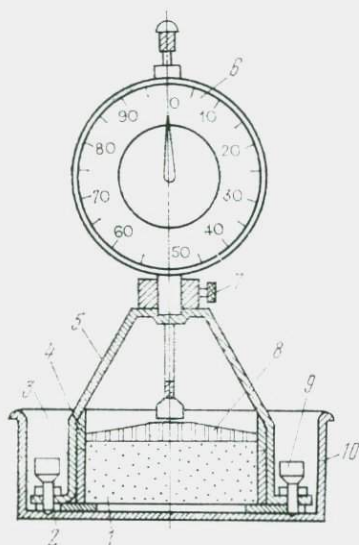


Рис. 71. Прибор для определения набухания грунтов ПНГ:

1 — грунт; 2 — перфорированное дно; 3 — металлическое кольцо; 4 — насадка; 5 — центrovочная и соединительная скоба; 6 — индикатор; 7 — винт индикатора; 8 — поршень; 9 — регулировочный винт; 10 — ванночка

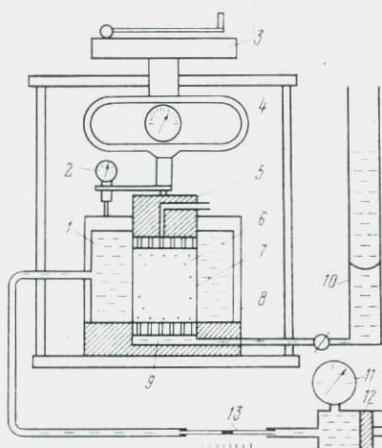


Рис. 72. Прибор для определения анизотропии давления набухания глинистых грунтов

чину набухания действуют также силы структурного сцепления частиц и возникают трудности получения двух идентичных образцов. Наиболее приемлем третий способ — метод одной кривой, по которому в компрессионных приборах определяют зависимость δ_n от P и, продляя полученную кривую до пересечения с осью абсцисс (ось P), определяют величину P , соответствующую $\delta_n=0$. Все компрессионные методы не позволяют проследить за развитием давления набухания во времени [33].

Прямые методы лишены указанных недостатков и сводятся в основном к тому, что образец помещается в металлическое кольцо между перфорированными заарретированными поршнями, причем один из поршней (подвижный) передает давление набухания через шток на динамометр, снабженный жесткой

пружиной (прибор Хархуты и Васильева), или на тензометрические датчики. Вместо датчиков иногда используется измерительная гидравлическая стойка (прибор Заговоры) или электрогидравлическая месдоза с манометром и масляным насосом (прибор Сорочана и др.) [33].

В инженерно-геологической практике используются приборы РУНВ-1 и ДН-2, представляющие собой машины прессового типа с фотоэлектрооптическим динамометром, принцип действия которого основан на использовании явления фотоупругости. Описание и методика работы прибора РУНВ-1 приведены в работе [29]. Приборы позволяют измерять давление набухания только в одном направлении.

Для измерения давления набухания во взаимно перпендикулярных направлениях предложен новый прибор конструкции С. А. Лапицкого с соавторами. На рис. 72 представлена схема прибора. В нем использована камера от серийно выпускаемых стабилметров М-2. Вертикальная деформация компенсируется через динамометр, горизонтальная — гидравлическим насосом. Прибор состоит из герметичной камеры 8, в которую помещается цилиндрический испытуемый образец 6, заключенный по боковой поверхности в эластичную резиновую оболочку — кольцо 7. Дно камеры 9 пористое — для контакта образца с водой. Сверху образец покрыт перфорированным поршнем 5 с отверстием для выхода воздуха из образца. Поршень связан с динамометром 4 для измерения вертикального давления. Нуль-индикатор 2 контролирует постоянство высоты образца, компенсация возникающего давления производится с помощью редуктора 3. Камера заполняется дегазированной водой 1. Постоянство объема воды в камере контролируется ртутным нуль-индикатором 13 и поддерживается насосом 12. Измерение бокового давления в камере производится манометром 11. Расход воды образцом при набухании измеряется по бюретке 10.

Коэффициент анизотропии давления набухания A_{P_H} рассчитывается по формуле

$$A_{P_H} = \frac{P_H^B - P_H^Г}{P_H^B},$$

где P_H^B , $P_H^Г$ — давление набухания в вертикальном и горизонтальном направлениях. Данный способ позволяет определять давление набухания в разных направлениях на одном и том же образце.

Свойство уменьшать объем при дегидратации — усадка — присуще практически всем глинистым грунтам и неразрывно связано с их набуханием, являющимся необходимой предпосылкой процесса усадки.

В основе современных представлений о природе усадки — набухания глинистых грунтов лежит понятие о двойном электрическом слое, образованном благодаря наличию электри-

ческого заряда на поверхности частиц грунта. Более того, в развитии этих процессов определяющую роль играют не только адсорбционные, но и осмотические явления. Причем значение как тех, так и других различно в зависимости от целого ряда факторов, основными среди которых являются: состав, строение, состояние и характер структурных связей [7].

Усадка глинистых грунтов характеризуется рядом показателей: 1) пределом усадки (влажность грунта, при достижении которой прекращается изменение его первоначального объема, и соответствующая точке перегиба кривой зависимости относительной объемной деформации грунта от его влажности); 2) плотность скелета грунта на пределе усадки; 3) величины относительной линейной и объемной усадки.

Для определения усадки грунта с естественной структурой необходимо:

— с помощью грунтового кольца вырезать образец цилиндрической формы и поместить его на предметное стекло, покрытое слоем парафина; за начальный объем грунта принять объем кольца; рассчитать объемную массу и объемную массу скелета грунта, предварительно взвесив кольцо с грунтом на технических весах с точностью до 0,01 г;

— обезвоживание образца при изучении его усадки необходимо производить в три этапа: на первом этапе образец сушат в закрытом объеме при температуре 18—20 °С с изменением массы его в пределах от 0,5 до 2 г/сут; на втором — после достижения влажности предела усадки, что контролируется по графику, дальнейшее обезвоживание необходимо проводить на открытом воздухе при той же температуре; на третьем сушка доводится до конца в термостате при температуре 105—107 °С; число измерений массы и объема образца при его дегидратации должно быть не менее пяти на каждом этапе;

— по результатам измерений построить график зависимости изменения объема (массы) от влажности.

При определении усадки грунта с нарушенным сложением необходимо:

— воздушно-сухой грунт растереть в фарфоровой ступке резиновым пестиком и пропустить через сито 0,5 мм;

— к прошедшему сквозь сито грунту добавить воду, доведя его до консистенции, близкой к верхнему пределу пластичности, и поместить в эксикатор с водой на 24 ч;

— по истечении указанного времени довести грунт до состояния верхнего предела пластичности с помощью конуса Васильева и заполнить им прямоугольную форму размером 5×3×2 см, покрытую изнутри слоем технического вазелина; на торцевой поверхности грунта нанести диагонали и отметить точки измерения;

— обезвоживание грунта производить так же, как и в случае с естественным сложением грунта;

— по результатам взвешиваний и соответствующих им замеров изменения линейных размеров образца грунта построить график, по которому графоаналитическим методом определить параметры усадки.

Наряду с описанными выше экспериментальными методами усадку грунтов часто определяют расчетным путем, используя для этого либо способ Н. Я. Денисова [33], по которому объемная усадка V грунта рассчитывается по формуле

$$V = \left(1 - \frac{\rho_d^B}{\rho_d^C}\right) 100,$$

где ρ_d^B и ρ_d^C — соответственно плотность скелета влажного и сухого грунта, либо способ Е. М. Сергеева, по которому объемная усадка полностью водонасыщенного грунта описывается уравнением

$$V = V_c(1 + \beta_V W),$$

где V — объем грунта при влажности W ; V_c — объем сухого грунта; β_V — коэффициент объемной усадки, равный отношению приращению объема при изменении влажности на единицу:

$$\beta_V = \frac{V_1 - V_2}{V_2 W_1 - V_1 W_2},$$

где V_1 и V_2 — значения объема грунта при влажности соответственно W_1 и W_2 . Предел усадки грунта можно рассчитать из следующего соотношения:

$$W_s = \frac{e_s \rho}{\rho_s},$$

где e_s — коэффициент пористости грунта на пределе усадки; ρ — плотность влажного грунта; ρ_s — плотность твердой части грунта.

9.5. ИЗУЧЕНИЕ ЛИПКОСТИ

Под липкостью L понимают способность влажных грунтов прилипать к предметам. Это свойство грунта затрудняет проведение земляных работ, так как снижает производительность землеройно-транспортных машин и механизмов, повышает их износ, увеличивает материальные затраты при разработке грунтов и т. д.

Липкостью, как правило, обладают глинистые грунты; в меньшей мере это свойство присуще кремнистым породам (трепелам, диатомитам) в нарушенном сложении, а также меловым отложениям.

Необходимым условием проявления липкости грунтов является наличие в их составе глинистых минералов и полярной не-

органической жидкости, количественно превышающей величину их гигроскопической влажности. Такие параметры, как состав обменных катионов и емкость обмена, вид и концентрация порового раствора, величина и время действия внешнего давления, скорость отрыва и характер взаимодействующей поверхности и т. д., входят составной частью в достаточные условия проявления липкости, определяют ее величину в каждом конкретном случае, но не обуславливают ее природу.

По поводу природы липкости грунтов в настоящее время существует много гипотез. Наиболее общепринятой из них является гипотеза Е. М. Сергеева, учитывающая прежде всего энергетическую неоднородность порового раствора и объясняющая липкость грунтов молекулярным притяжением между молекулами воды и частицами грунта, с одной стороны, молекулами воды и поверхностью взаимодействующего предмета — с другой [7].

Липкостью обладают лишь влажные грунты. Причем интервал влажности, на котором проявляется это свойство, колеблется от влажности, несколько большей гигроскопической, до влажности полной влагоемкости. Уже категория воды полимолекулярной адсорбции при значениях внешнего давления на взаимодействующий с грунтом предмет в несколько сотен мегапаскалей оказывается в состоянии смачивать его. Наибольших значений липкость достигает при влажности, близкой к нижнему пределу пластичности W_p , когда в грунтах наряду с молекулярной и ионно-электростатической составляющими в наиболее полной мере развит капиллярный компонент. Дальнейшее увлажнение грунта ведет к заполнению капилляров и уменьшению числа капиллярных менисков, увеличению толщины диффузных слоев, падению молекулярной составляющей и, в связи с этим, резкому падению липкости. Однако начало и максимум проявления липкости на кривой влажности непостоянны и всецело определяются величиной внешнего давления, передаваемого на взаимодействующий предмет (рис. 73).

Критерием липкости является удельное усилие, необходимое для отрыва штампа (металлической пластинки) от грунта. Характерными параметрами липкости грунтов являются: максимальная липкость, влажность максимального прилипания, липкость при естественной влажности. Обязательным условием нахождения параметров липкости является указание на величину внешнего давления и времени его действия, поскольку вид поверхности взаимодействующего предмета и вид его материала играют здесь подчиненную роль [16].

В настоящее время существуют различные конструкции приборов для определения липкости грунтов, к которым следует отнести: прибор В. Шюблера, Н. А. Качинского, А. М. Панкова, В. В. Охотина, камера В. В. Гдзелишвили, прибор И. П. Сулаева, лабораторный прибор В. Я. Калачева и В. Т. Трофимова (УИЛ-2), полевой прибор В. Я. Калачева (ППЛ-1) и др.

Методика определения липкости грунтов состоит из ряда последовательных операций, к которым относятся: подготовка образца, передача внешнего давления, передача отрывающего усилия, фиксирование момента отрыва, определение графоаналитическим способом параметров липкости.

В большинстве случаев применяемые в настоящее время методики определения липкости грунтов предполагают использование образцов нарушенного сложения. Подготовка грунта в таком случае сводится к тому, что его растирают в воздушно-сухом состоянии в фарфоровой ступке резиновым пестиком, пропускают через сито 0,5 мм и из прошедшей сквозь сито части грунта отбирают навеску, которую затем замачивают в небольшом количестве воды и выдерживают в эксикаторе в течение 1 сут. В случае определения липкости грунтов ненарушенного сложения, например в приборе В. Я. Калачева и В. Т. Трофимова, образец грунта при естественной влажности вырезают с помощью грунтового кольца, а последующее изменение водосодержания осуществляют путем помещения его во влагоемкие среды или непосредственным замачиванием.

Вопрос выбора величины внешнего давления и времени его действия в каждом конкретном случае обосновывается требованиями решаемой задачи и реализуется с помощью табл. 30.

Фиксирование момента отрыва зависит от конструктивных особенностей используемого прибора и в большинстве случаев производится визуально.

Определение параметров липкости осуществляется графоаналитическим путем по результатам экспериментов, представленных в виде графической зависимости липкости грунтов от их влажности при выбранных значениях величины внешнего давления и времени его действия.

Т а б л и ц а 30

Параметры опыта при определении липкости грунтов

Вид работ	Внешнее давление, МПа	Время действия давления, с	Материал штампа
Эксплуатация грунта	0,01—0,2	3—5	Сталь
Разработка и транспортировка скреперами	0,05—0,2	До 600	»
Транспортировка грунта автосамосвалами	0,01—0,1	» 600	»
То же, конвейерными лентами	0,005—0,02	» 600	Сталь, резина
То же, в ж.-д. вагонах	0,01—0,1	» 600	Сталь
Погрузка грунта автопогрузчиками	0,01—0,02	» 600	»
Движение колесных транспортных средств	0,1—1	3—10	Резина, сталь
То же, гусеничных	0,05—0,3	3—10	Сталь
Сельскохозяйственная обработка земель	0,2—0,5	3—5	»

В последние годы получил распространение лабораторный прибор для измерения липкости грунтов (УИЛ-2), разработанный на кафедре грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ (рис. 74). Этот прибор выгодно от-

Рис. 73. Зависимость липкости каолиновой глины L от ее влажности W при разных значениях внешнего давления, МПа:

1 — 2; 2 — 1; 3 — 0,5; 4 — 0,1

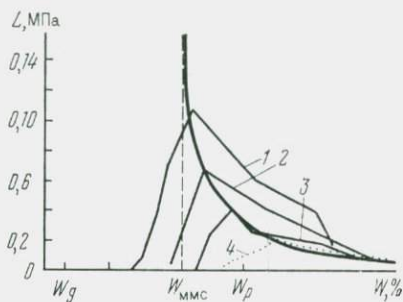
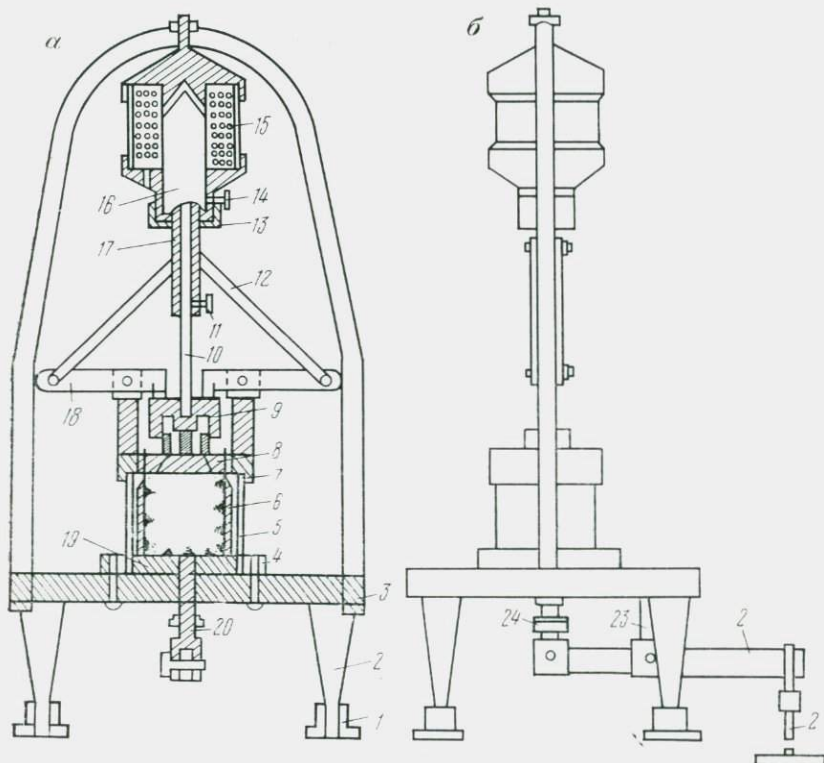


Рис. 74. Лабораторный прибор УИЛ-2 для измерения липкости грунтов:

а — принципиальная схема; 2 — схема крепления тарировочной подвески



личается от ранее применявшихся тем, что в нем впервые принята совместная компоновка пресса для передачи внешнего давления, электромагнитного отрывающего устройства и разборной штамповой группы, исключая попадание частиц грунта в зазор между грунтовым стаканом и штампом, а также

образование конуса уплотненного грунта под штампом, что привело к значительному повышению воспроизводимости в контрольных испытаниях при разбросе данных, не превышающем 10 %.

Прибор УИЛ-2 состоит из стола 3 с дугообразной стойкой, на которой закреплен электромагнит-соленоид 15 с сердечником 16; штамповой группы, включающей штамп, штамповое кольцо 8, и нажимную гайку 9; грунтовой камеры, в которую входит грунтовой стакан 6, корпус 5, крышка 7 корпуса и крепежная шайба 4; рычажного пресса, состоящего из рычага 22, неподвижной 23 и подвижной 20 опор и подпятника 19. Для создания усилия противодействия при передаче внешней нагрузки служат коромысла 18 и боковые тяги 12, соединяющиеся с сердечником электромагнита штифтом 17. Основная тяга 10 с винтом-фиксатором 11 соединяет штамп с сердечником электромагнита. Для регулирования хода сердечника служат ограничитель 13 с фиксатором 14. Прибор устанавливается на четырех опорах 2 и крепится к лабораторному столу шайбами 1. При тарировании прибора и определении величины липкости в зависимости от времени действия прижимающей внешней нагрузки используется тарировочная подвеска 21.

Фиксирование момента отрыва штампа от грунта и контролирование силы тока в цепи ведется по амперметру, а ее плавное изменение осуществляется с помощью ползунковых реостатов. В качестве источника тока используются силовая сеть постоянного тока или аккумуляторные батареи.

В комплект прибора входят два тарировочных графика, на одном из которых приведена зависимость приведенного отрывающего усилия (липкости) от силы тока в цепи, на другом — внешнего давления от силы тока в цепи. Применение тарировочных кривых исключает операции взвешивания и последующего расчета липкости.

При определении липкости грунта нарушенного сложения необходимо:

— из прошедшей сквозь сито (0,5 мм) части грунта взять навеску (250 г) и увлажнить ее. Количество воды, необходимое для увлажнения, рассчитывают по формуле

$$W = \frac{5 + PW_{mme}}{P} K, \quad K = 1 + \frac{0,02W_g}{P_1},$$

где W — влажность максимального прилипания; W_{mme} — максимальная молекулярная влагоемкость; W_g — гигроскопическая влажность; P — внешнее давление; K — коэффициент гидрофильности (для нагрузок P_1 от 1 до 0,1 МПа $K=1$);

— полученное значение количества воды следует уменьшить на 2—5 см³. Увлажненный грунт поместить в эксикатор с водой и выдержать в нем в течение 2 ч;

— поместить грунт в грунтовой стакан, установленный на подпятник 19, и, освободив винт-фиксатор 11, опустить штампо-

вую группу на грунт, после чего, ослабив стопорную гайку штифта 17, соединить вращением крышку 7 с корпусом 5;

— включить постоянный ток и, определив по тарировочной кривой силу тока, соответствующую выбранной внешней нагрузке, установить ее в цепи;

— плавно нажать на рычаг 22 пресса, увеличивая усилие до тех пор, пока сердечник электромагнита не опустится на ограничитель;

— нажатием на нажимную гайку 9 опустить грунтовый стакан с подпятником на стол 3 прибора и зафиксировать это положение гайкой 24, а винтом 11 — положение штампа, после чего, вращая гайку 9, поднять штамповое кольцо над грунтом;

— вывести реостат и вновь включить ток; изменяя положение ползунка реостата, увеличивать силу тока в цепи до тех пор, пока не будет преодолено усилие, вызванное прилипанием штампа к грунту;

— снять показание амперметра и по тарировочному графику определить липкость (в паскалях); с поверхности отрыва отобрать пробу для контрольного определения влажности;

— повторить опыт дважды, каждый раз последовательно добавляя в грунт по 5—7 см³ воды;

— по результатам опытов построить график зависимости липкости грунта от его влажности при данном значении внешней нагрузки и по нему найти характерные параметры липкости.

При определении липкости грунта ненарушенного сложения следует поместить грунтовый стакан режущим краем на поверхность монолита и вырезать образец. Затем испытания вести так же, как и в случае грунта нарушенного сложения. Отличие состоит лишь в способе изменения влажности. В этом случае увеличения водосодержания добиваются поверхностным увлажнением образца строго дозированными (не более 5 см³) порциями воды с последующим выдерживанием увлажненного образца в эксикаторе с водой. Уменьшение влажности достигается подсушиванием образца в закрытом объеме.

Для определения липкости грунтов в полевых условиях используется ряд приборов. Наиболее удачна конструкция прибора ППЛ-1, разработанного на кафедре грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ (рис. 75).

Работа на этом приборе состоит в следующем:

— выбирают горизонтальную площадку грунта, липкость которого необходимо определить;

— переводят прибор из транспортного положения в рабочее и устанавливают его на выбранную площадку;

— нажимают на рукоять прибора, фиксируя по шкале нагрузок и стрелке-указателю необходимое отклонение рычагов-грузов, причем величину внешней нагрузки выбирают согласно требованиям решаемой задачи;

Рис. 75. Полевой прибор Калачева

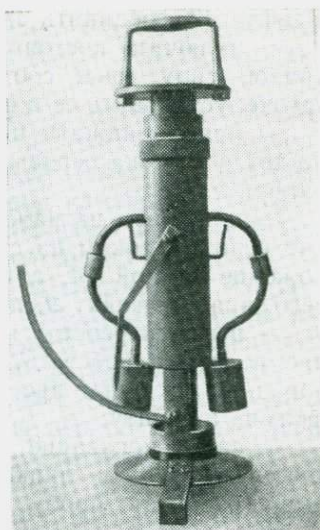
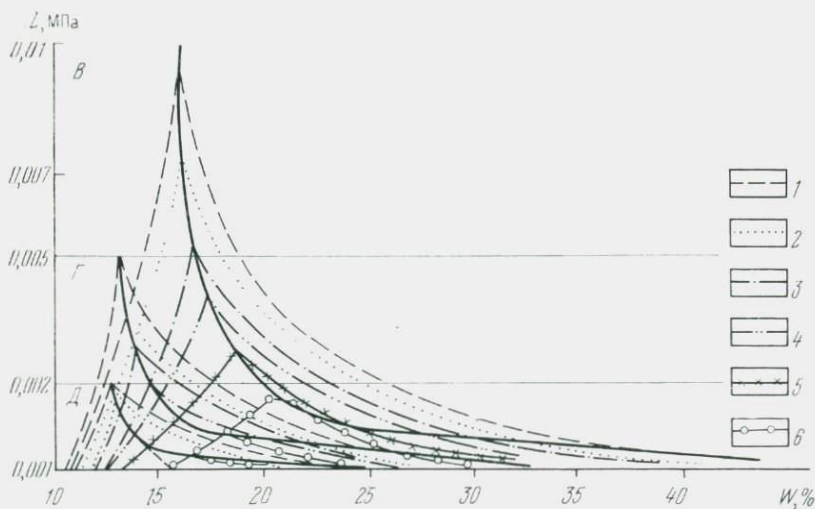
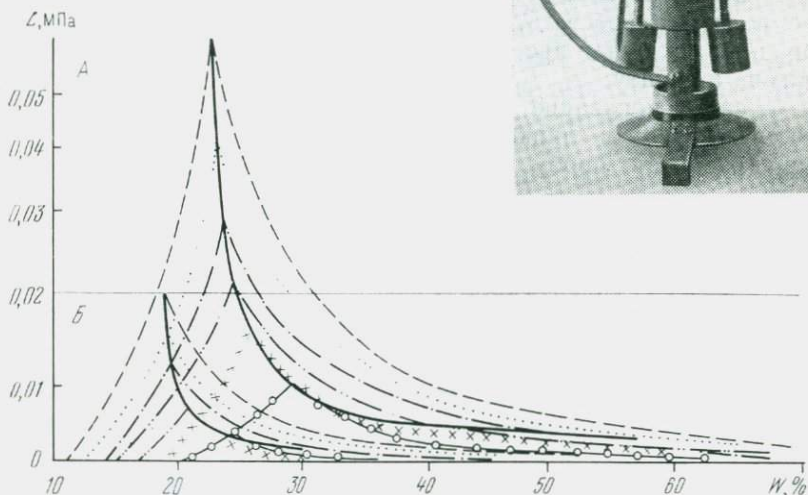


Рис. 76. Номограмма для определения липкости грунтов.

Внешнее давление, МПа: 1 — 1; 2 — 0,7; 3 — 0,5; 4 — 0,3; 5 — 0,2; 6 — 0,1. Виды грунтов: А — глины тяжелые (каолинит-гидрофлюидные) нарушенного сложения, сильнолипкие; В — глины легкие нарушенного сложения и тяжелые — ненарушенного, среднелипкие; В — суглинки средние и тяжелые, диатомиты, липкие; Г — супеси тяжелые, суглинки легкие, илы, мел нарушенного сложения; слабонипкие; Д — супеси легкие полутвердые нарушенного сложения, очень слабонипкие



— плавно уменьшают усилие на рукояти до тех пор, пока рычаги-грузы не примут первоначального положения (при этом стрелка-указатель достигает нулевого значения);

— передают усилие на рукоять вверх до тех пор, пока не произойдет отрыв штампа от грунта, соответствующего началу движения рычагов-грузов вниз. Фиксируют наибольшее их отклонение по стрелке-указателю и по шкале липкости снимают искомое значение непосредственно в паскалях.

Для получения оценочных значений величины липкости грунтов может быть использована номограмма (рис. 76). Определение липкости с ее помощью основывается на литологической разности грунта, его влажности и величине внешнего воздействия. Все грунты в номограмме разбиты на пять групп.

В номограмму не вошли тяжелые глины монтмориллонитового состава, обладающие очень большими значениями липкости. Поскольку грунты этого состава имеют локальное распространение, а величина их липкости сильно зависит от влажности, то определять ее рекомендуется только экспериментальным путем.

Для определения липкости того или иного грунта необходимо:

— по результатам гранулометрического и минерального анализов определить принадлежность грунта к той или иной группе;

— определить естественную влажность грунта;

— задаться величиной внешнего давления (см. табл. 30);

— провести прямую, параллельную оси абсцисс, из точки, лежащей несколько выше середины шкалы липкости выбранной группы, до пересечения со сплошной линией, характеризующей максимальные значения липкости данной группы грунтов;

— восстановить перпендикуляр из точки, соответствующей естественной влажности грунта, до пересечения с кривой липкости для выбранного значения внешнего давления;

— соединить обе точки пересечения и из нижней провести прямую, параллельную оси абсцисс, до пересечения со шкалой липкости данной группы и снять значение липкости непосредственно в паскалях.

Номограмма дает возможность найти величину липкости любого грунта.

С помощью описанной выше номограммы можно получить оценочные значения липкости грунтов, которые могут быть вполне удовлетворительными (в первом приближении), особенно исходя из того, что в настоящее время приборы для этих целей практически отсутствуют.

9.6. ИЗУЧЕНИЕ ПЛАСТИЧНОСТИ

Под пластичностью грунта понимается его способность деформироваться без разрыва сплошности под воздействием внешних усилий и сохранять полученную форму после их снятия.

Пластичные свойства грунтов зависят от их влажности, и, в подавляющем большинстве случаев, от содержания глинистых минералов. Причем чем выше их количество в грунте, тем выше его способность к пластическим деформациям. Необходимо отметить, что существует целый ряд грунтов, в которых глинистые минералы отсутствуют, но они проявляют пластические свойства, — карбонатные (мел), кремнистые (диатомиты) и др.

При изменении водосодержания в грунтах, обладающих потенциальной способностью к пластическим деформациям, они переходят из одной формы консистенции в другую. Причем этот переход осуществляется при значениях влажности, которые называются характеристическими влажностями или пределами.

При инженерно-геологических исследованиях в качестве показателей пластичности используются два предела: нижний соответствует такому содержанию воды в грунте, когда он переходит из полутвердой консистенции в пластичную, и верхний, определяющий переход грунта из пластичного состояния в текучее. Интервал влажности между пределами пластичности характеризуется числом пластичности и используется как классификационный показатель грунта. По величине пределов и числа пластичности, кроме того, можно судить о минеральном составе и дисперсности грунта, определять расчетные сопротивления грунтов и давать приблизительную оценку устойчивости откосов грунтов в котловинах, выемках, насыпях и др. [7].

Определение пластичности грунтов, проведенное параллельно с определением содержания в них глинистой фракции, позволяет установить различные показатели, характеризующие гидрофильность глинистой фракции, ее коллоидную активность, физико-химическую чувствительность и другие инженерно-геологические свойства.

В настоящее время существует несколько методов определения пределов пластичности. Наиболее распространенными из них являются:

— методы, предусмотренные ГОСТом, по которым верхний предел пластичности определяется с помощью конуса, а нижний — по влажности раскатывания грунта в шнур;

— конусные методы определения обоих пределов пластичности.

Как те, так и другие методы являются косвенными, поскольку характеризуют не способность грунта к пластическим деформациям, не количественное выражение этих деформаций,

а лишь весовое содержание воды в грунте, отвечающее той или иной его консистенции. В этом и состоит основной недостаток описываемых параметров пластичности.

Однако существующие методы определения пределов пластичности грунтов прочно вошли в практику инженерно-геологических изысканий и, несмотря на отмеченные недостатки, широко используются грунтоведами, почвоведомы, мелиораторами и специалистами других областей.

Определение пределов пластичности по ГОСТу. По этой методике образец грунта в воздушно-сухом состоянии или при естественной влажности массой около 50 г растирается в фарфоровой ступке резиновым пестиком и пропускается (протирается) через сито 0,5 мм. Грунт, прошедший через сито, увлажняется водой и помещается на 1 сут, в эксикатор с водой. По истечении указанного срока грунт тщательно перемешивают шпателем, после чего он готов к экспериментам. Необходимым оборудованием при этом являются:

1) технические весы (лучше квадрантные типа ВЛКТ-500) с разновесами; 2) фарфоровая чашка; 3) бюксы стеклянные или металлические; 4) сушильный шкаф; 5) балансирный конус.

Определение верхнего предела пластичности. Верхний предел пластичности находят с помощью балансирного конуса Васильева, представляющего собой металлический конус высотой 25 мм с углом при вершине 30° , массой 76 г. На расстоянии 10 мм от вершины конус имеет круговую выточку. Балансирное устройство состоит из двух металлических шаров, закрепленных на концах металлических коромысел в виде полуокружности, проходящей через верхнюю часть конуса. В комплекс прибора входят: специальная подставка и металлический стаканчик диаметром не менее 4 см и высотой не менее 2 см.

Определение верхнего предела с помощью балансирного конуса состоит в следующем:

— приготовленную глинистую пасту помещают в стакан так, чтобы ее поверхность была заподлицо с краями стакана;

— к поверхности грунтовой пасты подносят острие конуса, предварительно смазанного вазелином, и, отпустив его, дают ему возможность свободно погружаться в течение 5 с под влиянием собственной массы;

— если за 5 с конус погрузится в грунтовую пасту на 10 мм, т. е. до круговой выточки, то верхний предел пластичности считается достигнутым; в таком случае часть грунта помещают во взвешенный бюкс и доводят до постоянной массы в сушильном шкафу, после чего рассчитывают весовую влажность, величину которой и принимают за верхний предел пластичности;

— если же конус за 5 с погрузится на меньшую глубину, то влажность грунтовой пасты еще не достигла искомого предела; в этом случае грунт извлекают из стаканчика, вновь помещают в фарфоровую чашку и добавляют небольшое количе-

ство воды; после тщательного перемешивания опыт с балансирным конусом повторяют;

— в случае же погружения конуса за 5 с на глубину, большую 10 мм, грунт вынимают из стаканчика, помещают в фарфоровую чашку и, перемешивая некоторое время шпателем, дают возможность подсохнуть, после чего вновь испытывают его балансирным конусом.

Необходимо подчеркнуть, что взвешивания нужно производить с точностью до 0,01 г, а вычисления — с точностью до единицы. Для каждого образца грунта производят не менее двух определений и за искомое значение предела берут среднее арифметическое из результатов этих определений, причем расхождение в результатах параллельных определений не должно превышать 2 %.

Определение нижнего предела пластичности. Тщательно перемешанную грунтовую пасту по небольшим частям следует раскатать руками на деревянной или стеклянной поверхности до образования жгута толщиной около 3 мм. Если при такой толщине грунт не распадается на отдельные части, смять его, перемешать и вновь раскатать до указанной толщины (при раскатывании следует слегка нажимать на грунт);

— искомый предел пластичности считается достигнутым, когда жгут толщиной приблизительно 3 мм начнет крошиться по всей длине;

— собрать части жгута в заранее взвешенный бюкс и, доведя массу грунта до постоянного значения в сушильном шкафу, определить его весовую влажность, которая и будет искомой величиной нижнего предела пластичности. Следует подчеркнуть, что масса кусочков жгута до высушивания должна быть не менее 10 г; взвешивания производить с точностью до 0,01 г, а расчеты — до единицы. Для каждого образца производить не менее двух параллельных определений, а за искомую величину нижнего предела пластичности взять среднее арифметическое. Расхождение в двух параллельных определениях должно быть не более 2 %;

— если при любой влажности из испытуемого грунта невозможно раскатать жгут толщиной около 3 мм, считать, что данный грунт не имеет нижнего предела пластичности, т. е. он непластичен.

Общим недостатком методов определения верхнего и нижнего пределов пластичности является длительность эксперимента, поскольку, как указывалось, количественным выражением этих пределов является весовая влажность грунтовой пасты, определяемая стандартным способом путем высушивания влажного грунта в сушильном шкафу и доведения его в нем до постоянной массы. Этот недостаток особенно усугубляется при нахождении пределов пластичности в полевых условиях, когда из-за отсутствия возможности использования сушильных шкафов не удается выдержать правильный режим обезвоживания.

Кроме того, доведение грунта до постоянной массы даже в термостатах требует значительных затрат времени.

В связи с этим на кафедре грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ В. Я. Калачевым усовершенствован способ определения пределов пластичности грунтов по ГОСТу. В результате отпала необходимость доведения грунта в термостате до постоянной массы и полностью исключена операция высушивания грунта, что привело к значительному ускорению процессов определения пределов их пластичности.

Этот эффект достигается тем, что воздушно-сухую пробу грунта помещают в предварительно оттарированную по весу чашку и взвешивают с точностью до 0,01 г, а после достижения необходимой консистенции его вновь взвешивают и рассчитывают влажность предела с учетом гигроскопической влажности грунта.

Для определения верхнего предела пластичности по усовершенствованной методике необходимо:

— пробу воздушно-сухого грунта растереть в фарфоровой ступке и пропустить сквозь сито 0,5 мм;

— из прошедшей части грунта взять навеску около 50 г с точностью до 0,01 г в предварительно оттарированную по весу фарфоровую чашку. Получают массу воздушно-сухого грунта $m_{в.-с.гр}$;

— в грунт добавить некоторое количество воды (около половины массы грунта) и поместить в эксикатор с водой на 1 сут;

— по истечении указанного времени влажный грунт тщательно перемешать шпателем и здесь же, в чашке, испытать на сопротивление внедрению стандартного конуса. В случае, если конус за 5 с проникает на глубину 10 мм, влажность верхнего предела считается достигнутой;

— грунт с чашкой и шпателем взвешивают с точностью до 0,01 г. Вычтя массу чашки и шпателя, получают массу влажного грунта $m_{вл.гр}$;

— по результатам первого и второго взвешиваний с учетом гигроскопии грунта рассчитывают влажность его верхнего предела пластичности по формуле

$$W_L = \frac{m_{вл.гр} - m_{а.с.гр}}{m_{а.с.гр}} \cdot 100,$$

где $m_{а.с.гр}$ — масса абсолютно сухого грунта, найденная по формуле

$$m_{а.с.гр} = m_{в.-с.гр} - m_{W_g},$$

где m_{W_g} — масса гигроскопической влаги в навеске воздушно-сухого грунта, обладающего гигроскопической влажностью W_g , найденной из соотношения

$$m_{W_g} = \frac{m_{а.с.гр} W_g}{100 + W_g};$$

— в случае, если конус за 5 с погружается в грунт более чем на 10 мм или, наоборот, не достигает этой глубины, то необходимо соответственно либо подсушить грунт, либо добавить в него воды, тщательно перемешать и при достижении нужной консистенции взвесить.

Для определения нижнего предела пластичности необходимо:

— из чашки взять навеску (не менее 15 г) влажного грунта с точностью до 0,01 г (получают массу влажного грунта $m_{\text{вл. гр}}$), причем влажность W_g его известна; навеску берут на лист предварительно взвешенной восковой бумаги;

— на этом же листе бумаги грунт раскатывают по стандартной методике; раскатанные жгуты грунта собирают в оттарированный бюкс и взвешивают (вместе с восковой бумагой) с той же точностью; вычтя массу бумаги, получают массу раскатанного грунта $m_{\text{р. гр}}$;

— по данным взвешиваний и величине начальной влажности W_L рассчитывают величину нижнего предела пластичности по формуле

$$W_p = \frac{m_{\text{в}} - m'_{\text{в}}}{m_{\text{а.с. гр}}} \cdot 100,$$

где $m_{\text{в}}$ — масса воды в навеске грунта, взятой для раскатывания, равная

$$m_{\text{в}} = \frac{m_{\text{вл. гр}} - W_L}{100 + W_L};$$

$m'_{\text{в}}$ — потеря воды при раскатывании, г; $m_{\text{а.с. гр}}$ — масса абсолютно сухого грунта в навеске, взятой для раскатывания, найденная как разность масс влажного грунта навески и воды в ней.

Следует подчеркнуть, что величиной гигроскопической влажности менее 1,5 % можно пренебрегать, что не превышает погрешности эксперимента, но заметно упрощает расчет искомых величин. Кроме того, необходимо соблюдать аккуратность при проведении опытов, так как потери грунта при экспериментах ведут к снижению их точности.

Однако как по стандартной, так и по усовершенствованной методике определение нижнего предела пластичности грунтов носят субъективный характер. Особенно это проявляется в случае исследования пылеватых суглинков. Поэтому для объективной оценки состояния грунта на практике следует использовать конусные методы, предложенные А. М. Васильевым и П. О. Бойченко.

В основу этих методов положена объективная характеристика грунта, называемая предельным напряжением сдвига или пластической прочностью грунта P_M , определяемая при внедрении в него конуса на глубину h по формуле $P_M = am/h^2$ (где m — масса конуса; a — коэффициент, зависящий от угла раскрытия конуса; при 30° $a = 1$; 45° $a = 0,42$; 60° $a = 0,22$).

По методу П. О. Бойченко при W_p конус массой 0,3 кг должен погружаться на глубину 0,4 см, а при W_L — на глубину 2,3 см. По методу же А. М. Васильева конус массой 0,076 г должен погружаться на глубину 0,2 см при W_p и на 1 см при W_L . И в первом и во втором случае был использован конус с углом при вершине 30° .

Однако как П. О. Бойченко, так и А. М. Васильев разрабатывали свои методы на основе применявшихся ранее методов «падающей чашки» и «раскатывания грунта в шнур», принимая их за эталонные, а это значит, что как стандартные методы, так и конусные не имеют строгого физического обоснования состояния грунта на границах пластичности. Кроме того, они имеют еще один существенный недостаток, поскольку для их реализации необходим подбор влажности грунта, при которой конус внедряется на необходимую глубину. Этот недостаток ликвидирован в методике В. Ф. Разоренова, который, основываясь, на том положении, что между влажностью грунта и логарифмом глубины погружения конуса имеется прямолинейная зависимость, предложил способ двух пенетраций для определения пределов пластичности. Однако и эта методика исходит из тех же граничных условий, что и конусные методы.

Как уже говорилось, в качестве классификационного показателя, как правило, используются не сами пределы, а их разность, называемая числом пластичности I_p . С помощью этого показателя можно пластичные грунты подразделять в зависимости от их гранулометрического состава, определять их консистенцию и т. д.

Следует иметь в виду, что подразделение грунтов на гранулометрические разновидности по числу их пластичности является условным, так как I_p определяется не только дисперсностью, но и минеральным составом, концентрацией порового раствора, видом обменных катионов и т. д. Поэтому использовать его в качестве классификационного показателя можно лишь для грунтов с одинаковым химико-минеральным составом. Для таких грунтов разработаны классификации (вошедшие в строительные нормы и правила) как по числу пластичности:

Супесь	$1 \leq I_p \leq 7$
Суглинок	$7 < I_p \leq 17$
Глина	$I_p > 17$

так и по показателю консистенции:

Супеси:	
твердые	$I_p < 0$
пластичные	$0 < I_p < 1$
текучие	$I_p > 1$
Суглинки и глины:	
твердые	$I_p < 0$
полутвердые	$0 < I_p < 0,25$
тугопластичные	$0,25 < I_p < 0,5$
мягкопластичные	$0,5 < I_p < 0,75$
текучепластичные	$0,75 < I_p < 1$
текучие	$I_p > 1$

По показателям пластичности и естественной влажности грунта судят о его консистенции, которая определяется по формуле $I_L = (W - W_p) / I_p$ (где W — естественная влажность грунта).

9.7. ИЗУЧЕНИЕ КАПИЛЛЯРНЫХ СВОЙСТВ

Капиллярные свойства пород влияют на работу инженерного сооружения. Они усиливают фильтрацию и потери воды из оросительных систем и каналов, а также способствуют подтоплению зданий при капиллярном подъеме воды из грунтовых вод. Для прогноза подобных явлений необходимо знать закономерности движения влаги в зоне аэрации, где поры грунта не полностью заполнены водой, неравномерно увлажнены и существуют постоянные колебания влажности [2, 7, 42].

При влагопереносе в ненасыщенной зоне объемный единичный расход влаги v пропорционален градиенту напора dH/dz , т. е. $v = -K_v dH/dz$ (где K_v — коэффициент влагопереноса, соответствующий коэффициенту фильтрации в насыщенной зоне, и сильно зависящий от влажности). Напор H определяется высотой точки над плоскостью сравнения z и величиной всасывающего давления или давления почвенной влаги P_v , имеющего размерность напора и измеряемого как отрицательное давление разрежения: $H = -P_v + z$. Из приведенных выше выражений получаем уравнение Дарси — Кюта для скорости движения влаги в ненасыщенной зоне:

$$v = K_v \left(\frac{dP_v}{dz} - 1 \right).$$

Единица в этом уравнении учитывает гравитационную составляющую; в маловлажных породах, а также при горизонтальном направлении потока ею можно пренебречь.

Всасывающее давление характеризует энергетическое состояние почвенной влаги так же, как и потенциал почвенной влаги φ_v , который связан с всасывающим давлением следующим соотношением: $\varphi_v = V_v P_v$ (где V_v — удельный объем воды).

Всасывающее давление зависит от влажности, а следовательно, от степени водонасыщенности (рис. 77). Эта зависимость характеризуется тремя участками, приуроченными к действию преобладающей силы, удерживающей влагу, и к разным механизмам движения воды. От влажности капиллярной влагемкости W_c , включающей все виды воды в породе, кроме гравитационной, до первого перегиба графика, вода удерживается преимущественно капиллярными силами в более легких породах и капиллярными и осмотическими — в более глинистых породах. По данным Б. Н. Мичуринна и И. А. Лытаева, граница капиллярной влаги, обозначенная перегибом для фракции 0,5—0,1 мм, лежит в области 0,01 МПа, для фракции 0,1—0,01 мм возрастает до 0,03 МПа, а для фракции 0,05—0,01 равна 0,05 МПа. Для фракции 0,001 мм, а также для чернозема перегиб выра-

жен плохо. В глинистых породах (моренных суглинках, озерных глинах, каолините, аскангеле) этот перегиб угадывается при всасывающем давлении 0,1—0,15 МПа. В почвоведении границей капиллярной области всасывающего давления принято считать максимальную молекулярную влагоемкость W_{mmc} , введенную А. Ф. Лебедевым и определяемую методом высоких колонн, центрифугированием либо отжимом лишней воды под прессом в фильтровальную бумагу. Основные закономерности движения влаги в капиллярной области, полученные С. Ф. Аверьяновым, учитывают W_{mmc} как границу капиллярного движения. В этом интервале давлений порода сильно увлажнена и в ней преобладает капиллярный механизм движения влаги, достаточно хорошо описываемый уравнением Дарси — Кюта. Процесс перемещения влаги в капиллярной области наиболее важен с точки зрения инженерно-геологического изучения, а также при решении целого ряда других практических вопросов. Методике оценки параметров этого процесса посвящен настоящий раздел. Капиллярное движение влаги при уменьшении влажности породы переходит в пленочное, по типу диффузии в пленке, что приурочено к выложенному участку зависимости $\lg P_v = f(W)$ (см. рис. 77), а затем — в паропенос при влажности ниже максимальной гистероскопичной.

Характерной особенностью зависимости всасывающего давления от влажности является неоднозначность этой зависимости при сушке и увлажнении, при этом ветвь сушки лежит выше ветви увлажнения (см. рис. 77, б). Причинами гистерезиса являются затрудненность удаления воды из мелких капилляров с большей кривизной менисков, а также затраты определенной энергии на раздвижение кристаллической решетки при набухании в процессе увлажнения. Полная развертка ветвей гистерезиса может быть получена при определении всасывающего давления в процессе увлажнения из сухого состояния и при сушке из предельно влажного; промежуточные ветви могут быть получены при небольших колебаниях влажности.

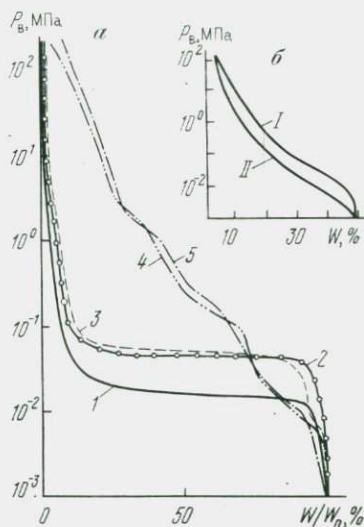


Рис. 77. Зависимость потенциала (давления) влаги от степени водонасыщенности для разных фракций почвы (а) и гистерезис зависимости потенциала (давления) влаги пылеватого суглинка (б):

I — обезвоживание; II — увлажнение.
 Фракции почвы, мм: 1 — 0,1—0,05; 2 — 0,05—0,01; 3 — 0,01—0,005; 4 — 0,005—0,001; 5 — < 0,001

Коэффициент влагопереноса так же, как и потенциал влажности, сильно зависит от влажности. Для капиллярной области движения влаги С. Ф. Аверьянов получил следующую зависимость: $K_v = k_{\phi} \bar{W}^n$, где $\bar{W} = (W - W_{mmc}) / (W_c - W_{mmc})$, в которой показатель степени n принимается, согласно И. С. Пашковскому, равным 3—4 и более в зависимости от неоднородности фильтрующей среды.

Высоту над уровнем грунтовых вод, в пределах которой порода находится в сильно увлажненном состоянии, принято называть высотой капиллярного поднятия. Это понятие очень условно. Давление в единицах напора, соответствующее первому перегибу на кривой зависимости $\lg P_v = f(W)$, могло бы характеризовать высоту капиллярного поднятия, если бы в зоне аэрации были бы условия для развития полного профиля влажности в капиллярной области: испарение с дневной поверхности отсутствует, а мощность зоны аэрации не меньше предельного значения потенциала в капиллярной области влажности. В реальных условиях это не так. Высота капиллярного поднятия зависит от природы и свойств самого грунта, определяющих величину предельного значения давления в единицах напора в капиллярной области, от мощности зоны аэрации и условий испарения на дневной поверхности, т. е. от породных условий. Для легких пород (песков и супесей) высота капиллярного поднятия отмечается визуально по более темной окраске сильно увлажненной породы, но в более тяжелых породах, где нет четкого перехода от капиллярной области к пленочной, эта граница визуально не улавливается. Условно она может быть найдена из профиля влажности на той высоте над уровнем грунтовых вод, где влажность породы снижается до W_{mmc} .

Поэтому для описания процесса влагопереноса более объективными характеристиками являются потенциал влажности и коэффициент влагопереноса, которые для исследуемой породы должны быть получены в зависимости от влажности. Ниже рассматриваются методы определения всасывающего давления и потенциала влажности в капиллярной области — от влажности полного насыщения до W_{mmc} . Для этих целей разработаны методы: тензиометрический, мембранного пресса и равновесных сред, описанные ниже. Для определения коэффициента влагопроводности рассмотрен метод стационарного потока в монолите, оборудованного тензиометрами.

Метод тензиометров. Наиболее распространенное устройство для определения потенциала влажности тензиометрическим методом включает в себя тензиометрический датчик, ловушку для воздуха и манометр, соединенные между собою жесткими трубками или вакуумными шлангами (рис. 78). Тензиометрический датчик представляет собой полый керамический зонд, выполненный в форме свечи или воронки [2, 42]. Датчик заполнен водой, вода в его керамических стенках удерживается

силой менисков и не вытекает, если датчик находится в равновесии со средой, потенциал которой равен нулю, т. е. с водонасыщенной породой. В процессе уменьшения влажности породы ее потенциал уменьшается (в сторону увеличения отрицательных значений), часть воды из тензиометра вытекает в направлении снизившегося потенциала до тех пор, пока силой искривившихся менисков она не будет остановлена, при этом потенциалы датчика и породы сравниваются. Стандартные выпускаемые керамическим производством тензиометры пропускают через свои поры только воду и не пропускают воздух до давления, равного 0,08 МПа, поэтому всасывающее давление и соот-

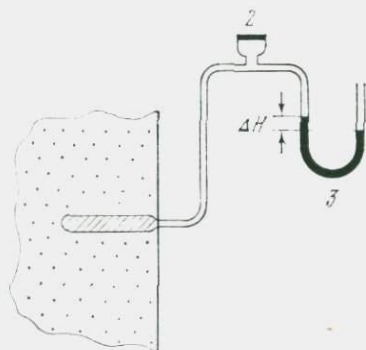


Рис. 78. Принципиальная схема тензиометрического устройства:
1 — датчик; 2 — воздушная ловушка;
3 — манометр

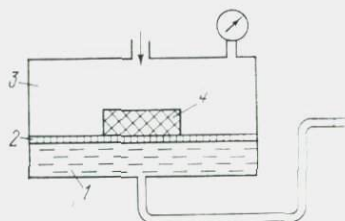


Рис. 79. Принципиальная схема мембранного прессы Ричардса:
1 — камера атмосферного давления; 2 — пористая керамическая или пленочная пластина; 3 — камера высокого давления; 4 — образец

ответственно потенциал влажности следует измерять до этой величины [2, 42].

Если воздух проникает в измерительную систему, то он скапливается в воздушной ловушке, в которую необходимо добавить воды через открывающуюся пробку так, чтобы система была целиком заполнена водой. Для измерений разрежений, создаваемых в тензиометре, применяются манометры разнообразных конструкций — водяные, ртутные, мембранные, газовые. При их работе вводится поправка на колебания атмосферного давления, а также на давление, обусловленное разностью высот между местами расположения тензиометрического датчика и манометра.

Перед вводом тензиометра в породу всю систему заполняют кипяченой водой, к штуцеру воздушной ловушки присоединяют вакуумный насос и откачивают до давления 0,08 МПа, пока не прекратится выделение воздуха из воды и пористого зонда. Затем вакуум сбрасывают, ловушку закрывают, зонд извлекают

из воды и испаряют воду с его поверхности, пока манометр не покажет значение 0,07 МПа.

Тензиометры плотно вводятся в породу и позволяют определять потенциал влажности в монолите, а также в естественном профиле в процессе как увлажнения, так и иссушения породы.

Модификацией этого метода является метод определения потенциала влажности в воронке с керамическим фильтром, имеющим капиллярные свойства стенок тензиометра. На фильтр воронки укладывают образец при влажности полного насыщения, а под фильтром ступенчато повышают разрежение. По наступлении равновесия на каждой ступени разрежения отбирают маленькую пробу на влажность, после чего разрежение увеличивают. По результатам определений строят график зависимости $P_v = f(W)$.

Метод мембранного пресса. Принципиальная схема мембранного пресса, разработанная Л. А. Ричардсом, изображена на рис. 79. При этом способе определения капиллярного потенциала влагу удаляют из образца избыточным давлением воздуха, который заполняет камеру и не проходит через тонкопористую пластинку. Влагу удаляют до тех пор, пока давления влаги в образце и в камере не сравняются. Ступенчато повышая давление над образцом до наступления равновесия, отбирают пробы на влажность после каждой ступени. Метод мембранного пресса позволяет получить зависимость $P_v = f(W)$ в диапазоне давлений от 1 до 1,5 МПа, т. е. захватив определениями не только капиллярную, но и пленочную влагу. Ветвь увлажнения зависимости $P_v = f(W)$ получается при ступенчатом уменьшения давления в камере и вхождении части воды обратно в образец.

При этом методе пористый фильтр должен иметь давление барбатирувания не ниже 1 МПа, а равновесие наступает значительно медленнее, чем при тензиометрическом методе.

Метод равновесных сред. Потенциалы двух сред, находящихся в равновесии, равны, поэтому, если исследуемый образец привести в контакт с эталонным материалом, зависимость $P_v = f(W)$ для которого известна, то после перераспределения влаги между исследуемым и эталонным материалами наступает равновесие, т. е. влажности обоих контактирующих материалов будут разные, а потенциалы равны. В качестве эталонного материала используют мономинеральную глинистую породу, для которой зависимость $\varphi = f(W)$ или $P_v = f(W)$ хорошо воспроизводима. Для каолина Просяновского месторождения при 20 °С значения влажности соответствуют следующим всасывающим давлениям:

P_v , МПа	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06
W , % (сушка)	53,3	47,0	46,0	44,0	43,2	43,0	42,8
W , % (увлажнение)	53,0	39,0	38,0	36,8	36,1	36,0	35,7

Образцы исследуемой породы ненарушенного сложения помещают в стаканчики и покрывают пастой каолина разной влажности. Стаканчики герметично закрывают и оставляют в термостатируемых условиях на 15—20 дней до наступления равновесия в горизонтальном положении, чтобы избежать влияния сил гравитации на перераспределение влаги. Затем отбирают пробы на влажность каолина и исследуемой породы, для которой определяют всасывающее давление по зависимости для каолина в соответствии с направленностью процесса — для сушки или увлажнения. Полученные данные достаточны для построения графика зависимости как на стадии сушки, так и на стадии увлажнения.

Стационарный поток в монолите. Ввиду существенной неоднородности пород зоны аэрации для определения коэффициента влагопереноса предпочтительнее использовать крупные монолиты, оборудованные по типу почвенных лизиметров (рис. 80).

Монолит, оборудованный тензиометрами, устанавливается в кювету с песком, устанавливаются в кювету с песком. Порода питается влагой, фильтрующейся в песок из кольца, где поддерживается постоянный уровень бюреткой, по которой измеряется расход. Для предотвращения испарения боковую поверхность монолита и поверхность песка заливают парафином.

По мере установления равновесного профиля влажности впитывание воды в монолит снизу компенсируется испарением сверху, расход воды в каждом сечении постояен и равен расходу Q воды, определяемому по бюретке, работающей как сосуд Мариотта. Профиль потенциала влажности строят по показаниям манометров в зависимости от высоты установки датчиков, а профиль влажности определяется после разборки монолитов. Коэффициент влагопереноса в каждом сечении, характеризующемся некоторой средней влажностью, определяется по формуле

$$K_v = Q / (S \text{ grad } P_v), \quad (9.6)$$

где S — площадь сечения монолита; $\text{grad } P_v = (P_{v1} - P_{v2}) / l$, (P_{v1} и P_{v2} — давление в точках 1 и 2 на расстоянии l).

Коэффициент влагопереноса определяется для нескольких сечений и, следовательно, нескольких влажностей. Полную зависимость $K_v = f(W)$ получают с учетом уравнения (9.6), для чего

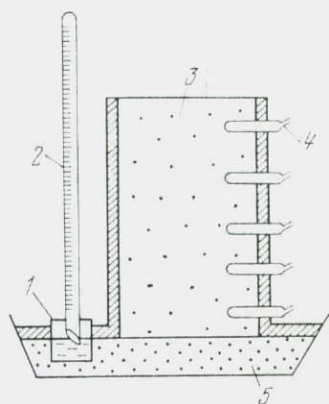


Рис. 80. Схема определения коэффициента влагопереноса в монолите при стационарном потоке:

1 — кольцо; 2 — бюретка; 3 — монолит; 4 — тензиометрические датчики; 5 — кювета с песком

необходимо знать характеристические влажности $W_{mтс}$ и W_c , которые с допустимой точностью могут быть заменены соответственно на влажность нижнего предела пластичности и влажность набухания.

9.8. ИЗУЧЕНИЕ ВОДОПРОЧНОСТИ

Водопрочностью называют способность пород сохранять свою механическую прочность и устойчивость в водной среде. Условия взаимодействия породы с водой могут быть статическими (спокойная вода) и динамическими (движущийся поток воды), в соответствии с этим лабораторные методы изучения водопрочности делятся на статические и динамические.

Статические методы. При взаимодействии пород с водой в статических условиях в результате проникновения воды по порам, капиллярам, микротрещинам и т. д. происходит частичное или полное ослабление связей между структурными элементами породы, в результате чего изменяются прочность и устойчивость породы. В зависимости от типа грунта, его состава и характера структурных связей это изменение может быть различным: в грунтах с коагуляционными и конденсационными связями происходит набухание и размокание в результате потери связности, в грунтах с кристаллизационными связями размокания, как правило, не происходит и лишь снижается механическая прочность в результате эффекта Ребиндера [36]. Таким образом, в статических условиях водопрочность пород характеризуется их размокаемостью и потерей прочности при замачивании (размягчаемостью).

Под размокаемостью понимают способность пород при замачивании терять связность и превращаться (при переходе из твердого или пластичного состояния в текучее) в рыхлую массу. Показателями размокания, дополняющими друг друга, являются: а) время размокания t_p , в течение которого распадается образец грунта; б) скорость размокания v_p , оцениваемая по относительной потере массы образца $\Delta m/m_0$ за время Δt ; в) степень размокания R ; г) характер размокания, оцениваемый визуально. Следует иметь в виду, что многие характеристики размокания (в том числе время, характер размокания и др.) носят условный характер, поскольку зависят от объема, формы и других исходных параметров образца. Поэтому эти характеристики могут давать объективную оценку лишь при сравнительных исследованиях образцов с одинаковыми исходными параметрами (объемом, формой).

Для определения размокаемости грунтов применяется ряд приборов: поплавковый прибор ПР Знаменского — Хаустова, прибор Синельщикова, приборы ПРГ-1 и ПРГ-2 и др. Наиболее удобен прибор ПРГ-1 (рис. 81). Корпус его 1 изготовлен из оргстекла, на котором нанесена шкала 9 с делениями. На две опоры 3 устанавливается качающаяся ось 5, на которой

с помощью гайки 4 закреплены стрелка 7 и скобообразный рычаг 6, конструкция последнего (с помощью противовеса 2) обеспечивает автоматическое уравнивание системы и применение равномерной шкалы. К дуговой части рычага подвешена на нити 8 сетка 10 с квадратными отверстиями 10×10 мм, на которую помещают исследуемый образец грунта. На оси может быть укреплен рычаг с пером для записи кривой размокания на барабане самописца.

Для исследований вырезают образец естественной структуры и влажности правильной формы либо берут сформованные образцы нарушенной структуры. Для получения одинаковых размеров образцов используют режущие кольца. В корпус прибора наливают воду до высоты 8 см (от дна) и устанавливают стрелку на нулевое деление шкалы. Приподняв рукой сетку, на нее устанавливают подготовленный образец. Затем, придерживая рычаг, плавно погружают сетку с образцом в воду и записывают начальный отсчет H_0 . Далее через определенные промежутки времени фиксируют текущие отсчеты H_t и данные заносят в журнал до тех пор, пока грунт полностью не провалится сквозь сетку на дно корпуса и стрелка не займет нулевое положение. По полученным данным строят график кинетики размокания вида $H_t = f(t)$, по которому рассчитывают условную скорость размокания $v_p' = dH_t/dt$. Определяют время t_p и степень R размокания в различные моменты времени:

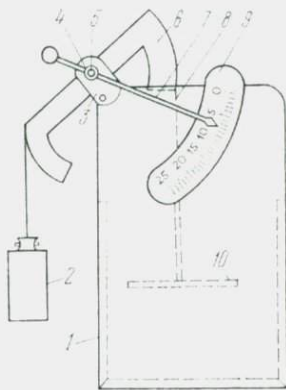


Рис. 81. Прибор ПРГ-1 для определения размокания пород

$$R = \frac{H_0 - H_t}{H_0} \cdot 100,$$

где H_0 и H_t — соответственно начальный и текущий отсчет.

Зная начальную массу исследуемого образца m_0 и проведя соответствующую тарировку прибора ПРГ-1, по опытным данным можно оценить скорость размокания v_p по относительной потере массы образца Δm в процессе его размокания:

$$v_p = \frac{\Delta m}{\Delta t} \frac{1}{m_0},$$

где v_p — скорость размокания; m_0 — начальная масса образца; $\Delta m/\Delta t$ — потеря массы образца за время Δt .

Прибор ПР Знаменского — Хаустова [29] для определения размокания состоит из поплавка, в нижней части которого на кронштейнах закреплена сетка для исследуемого образца с квадратными отверстиями 10×10 мм, а в верхней части закреплен с помощью гайки цилиндр с двумя шкалами, по ко-

торым можно определить величину размокания в процентах и по массе после соответствующей тарировки.

Ход определения размокания в этом приборе аналогичен описанному выше: по мере размокания образца и всплытия поплавка по шкале цилиндра фиксируют отсчеты в различные моменты времени до тех пор, пока образец полностью не упадет на дно цилиндра с водой. По полученным данным строят график кинетики размокания и определяют параметры размокания (t_p , v_p , R).

При исследовании размокания пылеватых и лёссовых грунтов следует иметь в виду, что при быстром погружении образца в воду в результате всесторонней капиллярной пропитки внутри образца возникает большое давление защемленного газа, который, расширяясь и выходя наружу, приводит к интенсивному разрушению образца. В этом случае образцы перед погружением рекомендуется предварительно увлажнять равномерной капиллярной пропиткой.

Под размягчаемостью понимают снижение механической прочности пород в результате их взаимодействия с водой (при замачивании). Показателем в этом случае является коэффициент размягчаемости породы K_p , определяемый из соотношения $K_p = \sigma_{сж}^в / \sigma_{сж}^с$, где $\sigma_{сж}^в$ и $\sigma_{сж}^с$ — прочностные значения на одноосное сжатие образца соответственно в водонасыщенном и сухом состояниях). Причинами размягчаемости породы в воде являются понижение прочности связей и рост числа дислокаций в кристаллической структуре минералов при проникновении полярных молекул воды в микротрещины породы. Коэффициент размягчаемости K_p принципиально можно определять на водонасыщенных и сухих образцах пород любыми методами прочностных испытаний, однако значения его в этом случае трудно сопоставимы между собой для разных методов.

Для определения размягчаемости пород готовят цилиндрические образцы при соотношении высоты к диаметру от 1,5 до 2 со строго параллельными торцевыми плоскостями. При отсутствии цилиндрических образцов можно использовать образцы призматической формы при соблюдении указанных соотношений по высоте и основанию. Для исследований нужно иметь несколько (не менее трех) параллельных образцов-близнецов.

Подготовленные образцы маркируют, обмеряют штангенциркулем, и половину их помещают в емкость с водой для замачивания. Сильно пористые образцы (известняк, песчаник, мергель, алевролит, трепел, опока и др.) следует замачивать постепенной капиллярной пропиткой во избежание защемления воздуха в порах образца. После этого образцы, находившиеся в воде, дополнительно помещают в вакуумную камеру для удаления из микропор адсорбированного и защемленного воздуха. Замачивание в воде проводят в течение 1 сут. и более. Затем сухие и параллельные им замоченные образцы испытывают на сжатие с помощью любой пригодной для этого машины по общеприня-

той методике (см. раздел 10.2). По полученным средним значениям прочности для параллельных образцов рассчитывают K_p .

Для дисперсных, главным образом песчаных, пород показателем потери устойчивости пород в статических условиях может служить угол естественного откоса, определяемый в лабораториях в воздушной среде и под водой [46].

Динамические методы. Для решения ряда прогнозных задач переработки берегов водохранилищ, береговых откосов, склонового смыва, размыва, суффозии пород и т. д. исследуется водопропрочность пород при динамическом воздействии воды на образец, в результате которого происходит разрушение связей между частицами и агрегатами породы, их отрыв от массива и вынос потоком. Процесс размыва зависит как от гидравлических

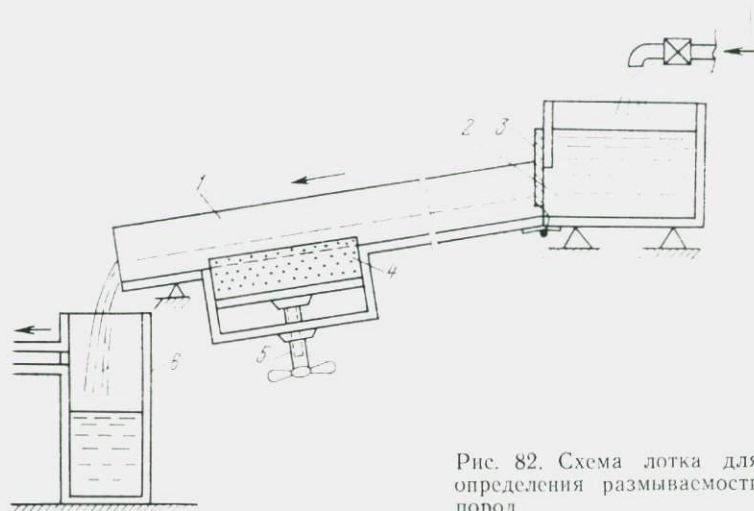


Рис. 82. Схема лотка для определения размываемости пород

параметров потока, способа его взаимодействия с породой (плоскостной смыв, подмыв, фильтрационный вынос частиц и т. д.), так и от свойств самого грунта (состава, дисперсности, водопропрочности, характера структурных связей и т. д.). В соответствии с этими характеристиками водопропрочности пород в динамических условиях являются: 1) размывающая (критическая) скорость потока v_k ; 2) интенсивность смыва I_s ; 3) интенсивность размыва I_p ; 4) интенсивность выноса частиц I_f ; 5) критический градиент суффозии K_s .

Исследование размываемости пород проводится в лабораторных условиях с помощью специальных лотков, моделирующих воздействие движущегося водного потока на исследуемую породу. В зависимости от целей исследования (склоновый смыв, боковой размыв, подмыв пород) конструкции лотковых приборов могут быть различны. Схема одного из них приведена на рис. 82.

Прибор для определения критической скорости и интенсивности размыва (смыва) представляет собой лоток 1 из прозрачного материала, на дне которого имеется емкость для исследуемого образца 4. Вода в лоток подается из бака 2, а объем ее поступления в лоток регулируется прижимной крышкой 3. Образец грунта естественного сложения помещается в емкость таким образом, чтобы его верхняя плоскость выступала над дном лотка на 2—4 мм, что регулируется прижимным устройством 5. Скорость потока воды регулируется задаваемым углом наклона лотка и крышкой 3. На нижнем конце лотка имеется отстойник 6, по которому контролируются расход воды и масса выносимых частиц.

После подготовки образца и его капиллярного увлажнения задается требуемый уклон лотка и впускается вода. Меняя угол наклона лотка (и соответственно скорость потока), определяют критическую размывающую скорость v_k потока, при которой начинаются отрыв отдельных частиц и волочение их по потоку. Затем производят замеры уменьшения высоты Δh образца во времени с помощью тонкой иглы (щупа), а также определяют массу частиц грунта Δm , выносимых потоком в единицу времени. По полученным данным рассчитывают интенсивность размыва I_p при данной скорости по формуле $I_p = \Delta h / \Delta t$ (где Δh — средняя толщина размываемого слоя; Δt — период (время) размыва. Интенсивность смыва определяется по формуле

$$I_s = \frac{\Delta m}{\Delta t} \frac{1}{S},$$

где Δm — масса смытых частиц за время Δt ; S — площадь размываемой поверхности. Опыт проводят при различных уклонах α и скоростях v , получая зависимости вида $I_p = f(v)$; $I_p = f(t)$; $I_p = f(\alpha)$. При размыве образца на глубину 10—15 мм опыт прекращают, после чего с помощью винта 5 снова устанавливают нужный уровень верхней плоскости образца и вновь проводят испытания.

Для изучения волнового размыва пород используются лотковые приборы более сложной конструкции, в которых изучается размыв породы в зависимости от энергетических параметров волны [29].

Фильтрационная водопрочность пород и механическая суффозия. Движущийся сквозь породу фильтрационный поток влияет на водопрочность и устойчивость породы вследствие механического воздействия на частицы, ослабления и растворения структурных связей и выноса отдельных частиц (суффозия). В ряде случаев частицы грунта могут переходить во взвешенное состояние, а грунт приобретает плавунное свойство (см. раздел 9.9). Фильтрационная водопрочность грунта и подверженность суффозии определяются составом грунта, типом структурных связей, дисперсностью, скоростью

воды, гидродинамическим давлением, а в случае химической суффозии — составом и концентрацией фильтруемого раствора и температурой.

Суффозионная устойчивость пород может быть оценена эмпирически по данным о свойствах грунта. Так, И. Б. Бочков установил, что необходимым условием суффозионного механического выноса частиц является соотношение размеров крупных D и мелких d частиц не менее, чем $D/d=20$, наличие в породе частиц других размеров затрудняет механический вынос частиц диаметром d .

Кроме того, передвижение частиц породы происходит при условии, что сила движущейся воды преодолевает силу веса

Т а б л и ц а 31

Диаметр частиц, мм	Критическая скорость, см/с	
	по Н. Н. Маслову	по Д. Джастину
5	—	22,1
3	—	17,3
1	10,0	9,85
0,8	—	8,83
0,5	7,0	6,97
0,1	3,0	3,05
0,08	—	2,79
0,05	2,0	2,19
0,03	—	1,74
0,01	0,50	0,98
0,005	0,12	—
0,001	0,02	—

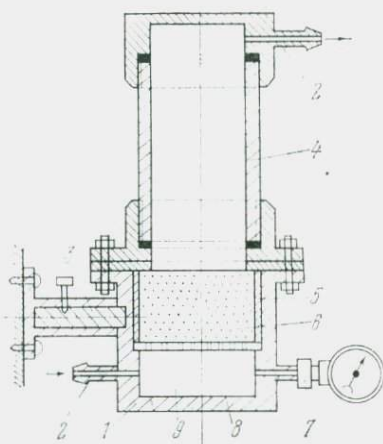


Рис. 83. Прибор КГС-2 конструкции В. Н. Славянова для изучения фильтрационной водопрочности пород

этих частиц. По данным Е. А. Замарина, критический градиент фильтрации, при котором происходит взвешивание частиц, определяется соотношением $i_{взв} = (\rho_s - \rho_w)(1 - n) + 0,5n$ (где ρ_s — плотность частиц грунта; ρ_w — плотность воды; n — пористость породы).

Значения критических размывающих скоростей фильтрации воды, необходимых для выноса частиц дисперсных пород различного размера, приведены в табл. 31.

По данным В. С. Истоминой, фильтрационное разрушение дисперсной породы в восходящем потоке воды происходит при критическом градиенте:

$$i_{кр} = 4,5 (d_{расч}/d_{ср.пор})^2,$$

где $d_{расч}$ — расчетный диаметр частиц породы, определяемый по формуле $d_{расч} = 1,9 \sqrt{\frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot \frac{V}{q_{кр} \rho_s} / \sqrt{\rho_s - \rho_w}}$

$d_{\text{ср. пор}}$ — средний размер пор в породе, рассчитываемый по формуле $d_{\text{ср. пор}} = 3,1 \frac{\sqrt{k_{\text{ф}} \rho_{\text{ж}} \eta}}{n'}$; $k_{\text{ф}}$ — средний коэффициент фильтрации; η — динамический коэффициент вязкости воды; n' — эффективная пористость породы, равная $n[1 - 0,114(1-n)/n]$; $q_{\text{кр}}$ — разрушающая скорость фильтрации, равная $v_{\text{кр}}/n'$ ($v_{\text{кр}}$ — критическая скорость движения воды).

Часто механическая суффозия возникает на контакте двух слоев, когда величина их коэффициентов фильтрации отличается более чем в два раза. По данным С. В. Избаша, для этого случая критическая скорость суффозионного выноса частиц определяется соотношением

$$v_{\text{кр}} = v_0 + f(d^2/D^2),$$

где v_0 — скорость, при которой преодолевается вес частиц; d и D — средний диаметр мелких и крупных частиц.

Для лабораторного исследования фильтрационной водопрочности пород применяются приборы Фадеева—Вильямса, Н. И. Саввинова и Н. Д. Пустовойтова, позволяющие определять водопрочность по изменению во времени коэффициента фильтрации породы [2]. Для этих же целей применяется прибор КГС-2 конструкции В. Н. Славянова.

Прибор КГС-2 (рис. 83) состоит из камеры 1, в которую помещается образец 6 в режущем кольце 5. Нижняя часть камеры имеет водоприемник 9, отделенный от камеры мелкой сеткой и перфорированным диском 8. Водоприемник снабжен двумя штуцерами для подачи воды 2 и подключения манометра 7. Над камерой имеется прозрачный цилиндр 4 с отверстием для отвода профильтровавшейся воды. Напор создается сосудом, соединенным с водоприемником 9 резиновой трубкой и укрепленным на штативе, постоянство уровня воды в сосуде поддерживается сосудом Мариотта. На корпусе прибора имеется ось 3, что позволяет проводить опыты под разными углами.

Образец испытываемой породы помещают в прибор, капиллярно увлажняют, после чего создают требуемый напор воды посредством регулирования уровня напорного сосуда. При увеличении напора грунт сначала фильтрует воду, а при определенном градиенте начинается вынос частиц, который фиксируется по их появлению в прозрачном цилиндре. Соответствующий этому состоянию градиент напора является критическим градиентом суффозии K_s . Фиксируя с помощью сливного отстойника массу выносимых частиц, определяют интенсивность выноса при данной скорости фильтрации и градиенте напора по формуле $I_f = \Delta m / S \Delta t$ (где I_f — интенсивность выноса частиц; Δm — масса частиц, выносимых потоком за время Δt ; S — площадь поперечного сечения. Данные обрабатывают в виде графиков зависимостей: $I_f = f(t)$; $I_f = f(k_{\text{ф}})$; $I_f = f(\Delta H)$ (где t — время; $k_{\text{ф}}$ — коэффициент фильтрации; ΔH — напор).

9.9. ИЗУЧЕНИЕ ПЛЫВУННОСТИ И ТИКСОТРОПИИ

Под плавунностью понимают способность водонасыщенных дисперсных грунтов переходить в текучее состояние при вскрытии их горными или разведочными выработками. Плавунность может быть присуща различным в гранулометрическом отношении грунтам, но чаще всего она проявляется у водонасыщенных песков и связана, как правило, с динамическим воздействием на породы, вскрытые горной выработкой. В этом случае разжиженный грунт, называемый пльвуном, постоянно прибывает в горные выработки со стенок и дна, что значительно затрудняет проведение горных работ без специальных мероприятий.

А. Ф. Лебедев в 1935 г. предложил классифицировать все плавунные грунты на две разновидности: истинные, или активные, пльвуны и псевдопльвуны, или пассивные.

Разжижение псевдопльвунов обуславливается наличием гидродинамического давления потока подземных вод. Эти породы не обладают заметной связностью, в то время как истинные пльвуны, имеющие в своем составе коллоидную фракцию, способны при отсутствии динамических воздействий переходить в относительно связанное состояние.

Необходимым условием перехода грунта в плавунное состояние является резкое ослабление структурных связей под воздействием динамической нагрузки. Исходя из этого положения, выделяются следующие типы грунтов, потенциально способных переходить в плавунное состояние.

1. Породы с относительно слабыми структурными связями. К таким породам, у которых прочность обуславливается внутренним трением, а плавунность проявляется под действием гидродинамического грунтового потока, относятся несцементированные пески и гравелистые породы. Для них характерен малый седиментационный объем, отсутствие пластичности и сцепления, наличие внутреннего трения, резкое увеличение сопротивления сдвигу под давлением.

2 Породы с коагуляционными структурными связями. Обязательным компонентом таких пород является коллоидная фракция. Эти грунты с точки зрения их плавунности подразделяются на две разновидности:

а) песчано-коллоидные пльвуны, классифицируемые А. Ф. Лебедевым как истинные пльвуны, представляют собой песчаные грунты с некоторым содержанием коллоидной фракции; эти породы могут проявлять дилатантные или слабо тиксотропные свойства, в связи с чем их можно классифицировать как дилатантно-тиксотропные;

б) пылевато-коллоидные пльвуны, к которым относятся водонасыщенные лёссы, характеризующиеся значительной прочностью связи между пылеватыми и глинистыми частицами. Как правило, это породы тиксотропные, но при некотором уменьше-

нии влажности они способны проявлять и дилатантные свойства.

Различия в природе пльвунности различных пород определяют индивидуальный подход к их изучению.

Наиболее широко изучение пльвунных свойств грунтов может проводиться при полевых наблюдениях. При этом осуществляются следующие мероприятия: 1) наблюдения за интенсивностью заплывания выработок; 2) определение консистенции грунта, заполняющего горную выработку (скважину); 3) исследование свойств дисперсных грунтов, извлеченных из горной выработки; 4) определение скорости и обратимости затвердевания грунтовой массы в забое скважины; 5) наблюдения за понижением кровли пльвуна на участках, где проводится опытное водопонижение, с определением скорости водоотдачи пльвунной толщи.

Данные полевых наблюдений позволяют сделать предварительное заключение о принадлежности пльвунного грунта к тому или иному виду и перейти к соответствующим лабораторным определениям.

Лабораторные методы изучения пльвунности можно подразделить на классификационные определения и эксперименты, которые характеризуют способность грунта переходить в пльвунное состояние.

Классификационные лабораторные определения пльвунности включают прежде всего метод определения угла естественного откоса под водой, предложенный А. Ф. Лебедевым, который позволяет разделить пльвунные пески на дилатантные и дилатантно-тиксотропные разности. Особенности проведения экспериментов по определению угла естественного откоса под водой состоят в том, что для одного и того же песка проводится три определения, причем первое определение проводится с пробой естественной влажности, второе — с грунтом, высушенным при комнатной температуре, а затем вновь увлажненным, а третье — после прокаливания грунта и его увлажнения. Установлено, что для дилатантно-тиксотропных пльвунов угол естественного откоса значительно зависит от режима сушки грунта, причем чем жестче этот режим, тем выше угол естественного откоса, что объясняется необратимыми изменениями коллоидов при высушивании.

Кроме исследования угла естественного откоса в качестве классификационных производят лабораторные определения седиментационного объема, который может служить косвенным показателем гидрофильности, зависящей от количества и минерального состава глинистых частиц, состава обменных катионов, вида и концентрации порового раствора. Эти факторы определяют способность грунтов к тиксотропному разупрочнению, причем чем выше гидрофильность и седиментационный объем, тем выше пльвунность грунта.

Для определения седиментационного объема следует:

— навеску грунта (3 г) при естественной влажности растереть в ступке резиновым пестиком при постепенном добавлении воды;

— полученную суспензию перенести в цилиндры емкостью 25 мл, а ее объем довести дистиллированной водой до 25 мл;

— суспензию тщательно перемешать, после чего оставить для свободной седиментации в течение 1 сут.;

— по истечении указанного времени замерить объем седиментационного осадка. Если он не превышает $3,3 \text{ см}^3$, то грунт относится к первому типу, если объем превышает 10 см^3 , грунт классифицируется как сильнотиксотропный и относится к третьему типу, промежуточный результат говорит о принадлежности грунта ко второму типу, характеризующемуся как дилатантно-тиксотропный.

Поскольку к первому типу относятся псевдоплывуны, то необходимо установить величину критического градиента фильтрационного потока, при достижении которого грунт перейдет в плавунное состояние. Этот параметр i_k находят по формуле

$$i_k = \frac{\rho_s - 1}{1 + e_s},$$

где ρ_s — плотность твердой части грунта; e — коэффициент пористости.

Если градиент фильтрации потока равен нулю или незначительно отличается от него, то условием перехода грунта в плавунное состояние является отличие пористости песка от критической пористости, т. е. такой пористости, которая остается неизменной при сдвиге песка. Если пористость песка отличается от критической, то при сдвиге происходит изменение объема пор, а это связано с возникновением градиента порового давления, приводящего либо к разжижению грунта, либо к его упрочнению.

Определение критической пористости ведут в стабилометре. Для этого в прибор помещают песок с известной начальной пористостью и производят его сдвиг, затем определяют пористость песка после сдвига. После этого задают новое значение начальной пористости песка, вновь производят сдвиг и вновь определяют пористость после сдвига. Эксперименты ведут до тех пор, пока не будет найдено значение пористости, не меняющееся в процессе сдвига, т. е. критическая пористость, величину которой сравнивают с пористостью грунта в естественном залегании. Уже при разнице 3—4 % грунты могут быть дилатантными.

К параметрам, характеризующим условия проявления плавунности второго типа, относятся скорость и коэффициент тиксотропного упрочнения.

Под тиксотропией понимается физико-химическое явление, возникающее в дисперсных породах и выражающееся в их разжижении и практически полной потере прочности под влиянием внешних динамических воздействий и быстром восстанов-

лении прочности при снятии внешних воздействий. Тиксотропия является изотермическим процессом, развивающимся в условиях постоянства плотности и влажности системы.

Тиксотропными свойствами обладают многие дисперсные породы. Наиболее сильно они выражены у слаболитифицированных глинистых пород (суглинков, глин), лёссов, мелов (в нарушенном сложении), находящихся в водонасыщенном состоянии. Тиксотропные явления в этих породах часто встречаются в природе и проявляются обычно под влиянием различных динамических воздействий: землетрясений, взрывов, движений транспорта, работающих механизмов и т. д. Тиксотропное разрушение пород приводит к активизации оползней, потере несущей способности оснований сооружений, обрушению бортов карьеров и откосов отвалов и т. д., что обуславливает необходимость тщательного изучения природы тиксотропии и условий ее проявления.

В основе тиксотропных явлений лежат процессы коагуляционного структурообразования в тонкодисперсных водонасыщенных системах и свойство быстрой обратимости коагуляционных контактов: их легкое разрушение при внешнем механическом воздействии и самопроизвольное восстановление в покое благодаря броуновскому движению частиц и молекулярному взаимодействию между ними.

Характер поведения тиксотропных грунтов зависит от целого ряда как внешних, так и внутренних факторов. К первым относятся параметры динамического воздействия на грунт (частота, амплитуда, ускорение, интенсивность и время вибрации), а также температура. Степень разрушения грунта увеличивается с ростом интенсивности и амплитуды колебаний и температуры среды. К внутренним факторам относятся дисперсность породы, ее минеральный состав, влажность, состав и концентрация электролита порового раствора, примеси органического вещества и т. д. Влияние перечисленных внутренних факторов на тиксотропные свойства пород носит сложный и часто неоднозначный характер. Изучение всех закономерностей зависимости тиксотропии пород от их внешних и внутренних факторов открывает возможности для целенаправленного регулирования и управления этим явлением в природных условиях и снижения опасных последствий его проявления.

Оценка тиксотропных свойств грунтов и разработка мероприятий по борьбе с ними в настоящее время основывается на лабораторных методах изучения поведения таких грунтов в условиях приложения к ним динамических нагрузок. Применяемые для этих целей методы и приборы постоянно совершенствуются и до настоящего времени не стандартизованы. Чаще всего такие испытания проводятся с помощью ротационных вибровискозиметров типа «Реотест», вибростолов и сейсмических платформ, а также вибростабилометров. С помощью первой установки возможно испытание водонасыщенных глинистых грун-

тов в нарушенном сложении и грунтовых паст, а с помощью последних двух проводятся испытания как в нарушенном, так и в ненарушенном сложениях.

Ротационный вибровязкозиметр с коаксиальными цилиндрами состоит из измерительного устройства, установленного на вибростенде (рис. 84). Измерительное устройство представляет собой два вложенных друг в друга цилиндра с рифленной поверхностью, в кольцевой зазор которых помещается исследуемая порода (в нарушенном сложении) или паста. Наружный цилиндр жестко связан с вибростендом,

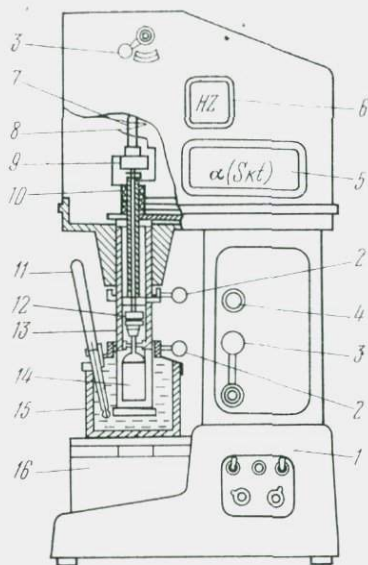


Рис. 84. Схема ротационного вибровязкозиметра с коаксиальными цилиндрами (по Н. Б. Урьеву):

1 — станнина; 2 — фиксаторы; 3 — рычаги; 4 — указатель включения передачи; 5 — указатель крутящего момента; 6 — указатель скорости вращения внутреннего цилиндра; 7 — ведущий вал; 8 — плоская пружина часового типа; 9 — омические датчики; 10 — ведомый вал; 11 — термометр; 12 — муфта; 13 — наружный цилиндр; 14 — внутренний цилиндр; 15 — термостат; 16 — вибростенд

а внутренний цилиндр — с вращательным устройством, которое приводится в действие от электродвигателя. Измерения заключаются в определении прочности на сдвиг образца, находящегося в зазоре цилиндров, при вращении внутреннего цилиндра путем определения крутящего момента на валу этого цилиндра в условиях задаваемых скоростей деформации. Напряжение сдвига рассчитывается из следующего выражения:

$$\tau = \frac{M}{2\pi H r^2},$$

где τ — касательное напряжение; M — крутящий момент; H и r — высота и радиус внутреннего цилиндра. Помимо напряже-

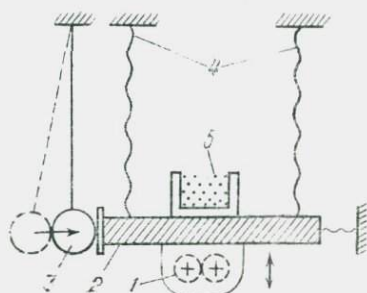


Рис. 85. Схема виброударного стола (по П. Л. Иванову):

1 — вибратор; 2 — стол; 3 — маятниковый ударник; 4 — пружины; 5 — образец

ния сдвига возможен расчет скорости деформирования и эффективной вязкости системы.

Прибор позволяет проводить непрерывные испытания на сдвиг в условиях отсутствия или наложения вибрационных воздействий. Вибрация на образец передается через внешний цилиндр, жестко связанный с вибростендом. Источником колебаний является электродинамический вибростенд ВДС-10А, создающий вертикально направленную вибрацию наружного цилиндра вискозиметра в широком диапазоне частот и ускорений вибрации: от 4 до 40 000 Гц и от 0,1 до 100 g (где g — ускорение свободного падения). Применение ротационного вибровискозиметра позволяет измерять остаточную прочность пород на сдвиг в большом диапазоне сдвиговых деформаций при постоянной скорости сдвига и таким образом изучать процессы тиксотропного разупрочнения и упрочнения системы в зависимости от параметров вибрации.

Вибростолы и сейсмические платформы. При изучении тиксотропных грунтов в лабораторной практике часто используются известные методы статических испытаний с добавкой динамических воздействий в виде установившейся вибрации, ударов или импульсов, вплоть до воздействий, имитирующих сейсмические или действия взрыва. Это осуществляется путем установления сдвиговых и других испытательных приборов на вибрационные или виброударные столы или сейсмические платформы. Чаще всего в этом случае применяются приборы плоскостного сдвига, в которых вертикальные и горизонтальные статические напряжения создаются с помощью инерционных или безынерционных нагрузок, а динамические — с помощью вибростола.

Конструкция вибростола (рис. 85) включает стол с вибратором механического типа, подвешенный на пружинах. Встречное вращение эксцентриков создает направленную возмущающую силу. Горизонтальные составляющие центробежных сил взаимно гасятся, а вертикальные складываются и вызывают колебания стола по гармоническому закону. Кроме того, имеется маятниковый ударник, с помощью которого можно создавать горизонтальные импульсные воздействия. Существенным недостатком таких вибростатических приборов является невозможность бокового расширения грунта при сдвиге. Поэтому за последнее время наряду с испытаниями на вибростолах и сейсмических платформах стали разрабатываться специальные стабилометры с дополнительным приложением динамических нагрузок.

Вибростабилометры. Разработанные для изучения динамических свойств вибростабилометры отличаются от обычных приборов трехосного сжатия тем, что снабжены специальными устройствами для создания дополнительной динамической вертикальной $\Delta\sigma_1$ и боковой $\Delta\sigma_3$ нагрузок. У большинства приборов они создаются с помощью гидравлических пульсаторов или домкратов.

В качестве примера на рис. 86 приведена схема вибростабилометра, разработанного в лаборатории механики грунтов Ленинградского политехнического института [15]. Установка предназначена для изучения динамических свойств песков, однако принципиальная ее схема сохраняется такой же и при работе с глинистыми грунтами. Боковое статическое давление σ_3 в камере стабилометра 7 создается с помощью воды, поступающей из бачка-компенсатора 13, соединенного с баллоном со сжатым

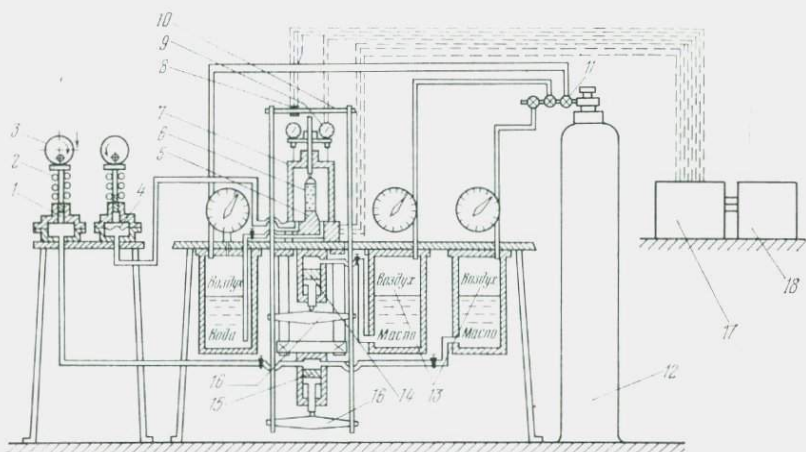


Рис. 86. Схема динамического стабилометра ЛПИ (по П. Л. Иванову):

1 — плунжер вертикальной динамической нагрузки; 2 — пружина; 3 — кулачковый эксцентрик; 4 — мембрана, отделяющая масло от воды; 5 — база стабилометра; 6 — образец грунта; 7 — корпус стабилометра; 8 — тензометры (для измерения вертикальной нагрузки и давления в камере); 9 — тензометры для замера вертикальных деформаций образца; 10 — балка; 11 — редукторы; 12 — баллон со сжатым воздухом; 13 — компенсаторы; 14—15 — домкраты вертикальной нагрузки (14 — статической, 15 — динамической); 16 — коромысло; 17 — тензостанция; 18 — осциллограф

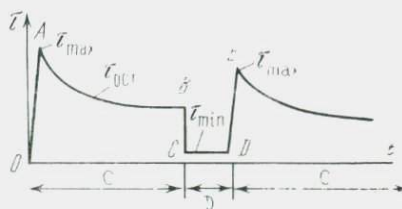


Рис. 87. Кинетическая кривая сдвига тиксотропного грунта в ротационном виброрезонометре (C — статический сдвиг; D — динамический сдвиг)

воздухом 12. Дополнительное динамическое боковое давление $\Delta\sigma_3$ обеспечивается путем давления плунжера на жидкость, заполняющую камеру и всю систему. Вращением кулачкового эксцентрика на плунжер периодически передается напряжение, которое создает в камере прибора дополнительные нагрузки $\Delta\sigma_3$, действующие по гармоническому закону. Вертикальное статическое напряжение создается гидравлическим домкратом 14, также соединенным через компенсатор с газовым баллоном 12. Динамическая нагрузка $\Delta\sigma_1$ от кулачкового эксцентрика здесь передается через плунжер и домкрат 15, последовательно соединенный с домкратом статической нагрузки. Амплитуда да-

лений $\Delta\sigma_1$ и $\Delta\sigma_3$ может изменяться путем увеличения эксцентриситета кулачков, а частота — с помощью редуктора, связанного с электромотором. Вертикальные напряжения измеряются с помощью тензометров 8 на нагрузочной балке, а боковое давление — тензометрами, наклеенными на мембрану, воспринимающую давление воды внутри камеры стабилометра. Вертикальная деформация образца фиксируется двумя тензомессурами 9.

Оценка тиксотропии грунтов по лабораторным опытам. В настоящее время отсутствуют универсальные показатели, которые бы находились по результатам лабораторных испытаний и характеризовали как тиксотропное разупрочнение, так и тиксотропное упрочнение глинистых пород.

Для количественной оценки тиксотропных свойств грунтов необходимо выполнить испытание грунта на одной из описанных выше установок и провести сопоставление одного из измеренных параметров (например, прочность на сдвиг) при отсутствии и наличии внешнего воздействия, что позволит оценить степень и характер тиксотропного разупрочнения системы при наложении динамических нагрузок. Проводя измерение далее в течение некоторого времени после снятия динамического воздействия, можно выявить характер восстановления структуры и тиксотропного упрочнения системы. Продолжая измерение до полного восстановления прочности системы, можно оценить продолжительность тиксотропного восстановления и кинетику этого процесса.

Ниже в качестве примера приведена полная кинетическая кривая сдвига, полученная при непрерывном деформировании грунта с помощью ротационного вибровискозиметра «Реотест-2» (рис. 87). На графике видна максимальная и остаточная прочность глинистой системы при отсутствии вибрационного воздействия (участки OA и AB), ее резкое снижение при наложении вибрации (участок BC) и прочность в условиях динамического сдвига (участок CD).

После прекращения вибрации отмечается «мгновенное» восстановление прочности (участок DE). Для количественной оценки тиксотропных изменений грунта при таком виде испытаний может быть взят показатель степени разупрочнения грунта при вибрации

$$i_p = \tau_{\max} / \tau_{\min}$$

и показатель степени мгновенного восстановления прочности грунта

$$i_b = \tau'_{\max} / \tau_{\min}$$

где τ_{\max} — максимальная (пиковая) прочность грунта при отсутствии вибрации; τ_{\min} — прочность того же грунта в условиях вибрации; τ'_{\max} — прочность грунта после его мгновенного тиксотропного восстановления при снятии вибрации,

Глава 10
**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ**

10.1. ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ

Под действием давления грунт деформируется, что выражается в изменении его размеров и формы. Так, при сжатии цилиндрического образца длина его уменьшается, а поперечные размеры увеличиваются; наоборот, при растяжении длина увеличивается, а поперечные размеры уменьшаются. Характер протекающих при этом деформаций зависит от природы грунта, а также от величины и вида действующих нагрузок. При действии давления на грунт в нем развиваются упругие, обратимые и пластические, остаточные деформации, которые в сумме составляют общую деформацию.

Количественной мерой деформации образца является относительная деформация ε , равная отношению абсолютной деформации λ к первоначальному размеру образца.

Относительная деформация является безразмерной величиной и выражается в долях единицы или в процентах. Зависимость между напряжениями и деформациями грунта в определенном диапазоне напряжений выражается линейной зависимостью (закон Гука): $\sigma = E\varepsilon$ (где E — коэффициент пропорциональности, называемый в случае упругих деформаций модулем упругости, а в случае как упругих, так и пластических деформаций — модулем общей деформации).

Между поперечными и продольными относительными деформациями существует простое соотношение, называемое коэффициентом Пуассона μ или коэффициентом поперечных деформаций. Модуль деформации показывает соотношение величин напряжений и относительных деформаций, а коэффициент Пуассона — соотношение между поперечными и продольными деформациями и является показателем способности грунта к изменению объема в процессе упругого деформирования под действием нагрузки.

Модуль деформации и коэффициент Пуассона являются основными характеристиками деформационных свойств грунтов, определение которых чаще всего производится при сжатии; 1) одноосном; 2) без возможности бокового расширения (компрессионные испытания); 3) в условиях ограниченного бокового расширения (испытание в стабилометрах).

Для определения деформационных свойств грунтов необходимо нагрузить исследуемый образец и измерить деформации, соответствующие определенной величине нагрузки. Образец нагружают на испытательных машинах, имеющих силоизмерительное устройство. Деформации образца измеряют специальными приборами или устройствами.

В связи с тем что деформационные характеристики реальных грунтов зависят от величины давления и времени нагружения (скорости приложения усилия), в практике исследований различают модуль деформации и коэффициент Пуассона при статическом, ударном и динамическом приложении внешних сил. Наиболее часто деформационные свойства грунтов определяют при статическом нагружении. Однако в отдельных случаях гидротехнического, морского, дорожного и антисейсмического строительства деформационные свойства грунтов изучают при действии ударной нагрузки (трамбование, взрывы, удары волн), вибрации и т. п.

Лабораторные испытания до настоящего времени являются основным методом изучения свойств грунтов, когда требуется промоделировать действие на грунт широкого диапазона давлений как при статическом, так и при ударном и динамическом характерах их действия.

В связи с тем что деформация грунтов зависит от характера и продолжительности действия нагрузки, в практике исследований определяют начальный модуль упругости, модуль мгновенной деформации, общий модуль деформации, модуль деформации при данной нагрузке, динамический модуль упругости и др.

На рис. 88 представлены кривые деформации для двух типов пород. Кривая *I* характерна для упругодеформируемых пород, кривая *II* — для упругопластичнодеформируемых. Для *I* типа породы деформационные свойства характеризуются модулем упругости E_y или модулем мгновенной деформации для участка от начала нагружения до σ , т. е. в области пропорциональности напряжений и деформаций. Для *II* типа пород могут быть определены различные формы модуля деформации:

$$E_n = E_{мгн} = \frac{MK}{OK}; \quad E_{ср} = E_{общ} = \frac{NK_1}{OK_1};$$

$$E_p = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} = \frac{N' - M'}{O' - M'}, \quad (10.1)$$

где E_n , $E_{мгн}$, $E_{ср}$, $E_{общ}$, E_p — соответственно модули начальной, мгновенной, средней, общей деформаций и при данной нагрузке; $\Delta\sigma$ и $\Delta\varepsilon$ — малые приращения напряжения и деформации на заданном участке диаграммы нагрузки — деформация. Естественно, что соотношение между перечисленными деформационными характеристиками определяется неравенством $E_n > E_{ср}$.

Одноосное сжатие. Для определения модуля деформации и коэффициента Пуассона применяются различные нагрузочные устройства и приборы. В качестве нагрузочных устройств используют прессы рычажные или специальные, испытательные машины с регулируемой скоростью нагружения или деформирования. Рычажные прессы применяют при испытаниях

грунтов с прочностью на сжатие не более 5 МПа — глинистых, лёссовых, хомогенных.

Испытательные машины с механическим или гидравлическим приводами предназначены для испытания образцов грунта любой прочности и используются главным образом для скальных грунтов.

Продольные и поперечные деформации при сжатии непосредственно измеряют индикаторами, чаще всего часового типа, а также при помощи электроизмерительных схем с применением проволочных датчиков омического сопротивления, наклеиваемых на образец скального грунта.

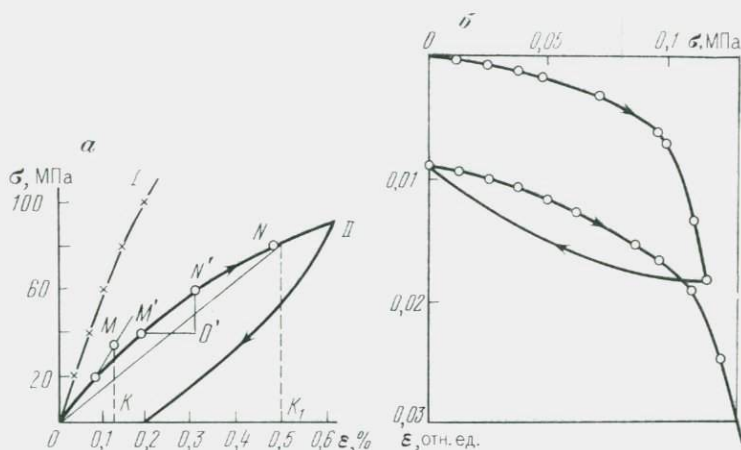


Рис. 88. Диаграмма напряжение — деформация для скальных (а) и глинистых (б) грунтов:

I — упругодеформируемых; II — упругопластичнодеформируемых

Для испытания обычно используются цилиндрические образцы с соотношением высоты к диаметру, равным 1,5—2. Размеры сечения образца не лимитируются и выбираются в зависимости от возможностей испытательной аппаратуры и имеющегося керна материала, чаще всего испытываются образцы с размерами поперечного сечения от 3 до 10 см. Для испытания отбирают образец, характерный для инженерно-геологического элемента массива грунта.

Непрерывными условиями при этом виде испытания грунтов являются параллельность торцов образца (отклонение $\pm 0,2$ мм) и чистота их обработки (отклонение от плоскости $\pm 0,02$ мм).

Для измерения деформаций образца грунта при сжатии применяются индикаторы часового типа с ценой деления 0,01—0,001 мм. При этом чем выше модуль деформации, тем выше должна быть точность индикатора. Достоверный замер продольных и поперечных деформаций образца при его сжатии возмо-

жён при установке многих индикаторов (обычно по четыре для измерения каждого вида деформаций — продольных и поперечных). Одновременная установка многих индикаторов для измерений деформаций образца облегчается универсальным прибором для механических испытаний (УПМИ). При этом УПМИ позволяет дополнительно устанавливать четыре индикатора для фиксации продольных деформаций на определяемой длине по высоте образца помимо четырех индикаторов, замеряющих продольные деформации по всей высоте образца.

Изменение продольных деформаций в средней части образца позволяет исключить влияние смятий, неровностей на торцах образца и производить измерения на участке с приблизительно равномерным напряженным состоянием, так как искажение напряженного состояния образца в результате возникающего трения между плитами пресса и торцами образца не распространяется в среднюю его часть.

Поперечные деформации образца измеряются четырьмя индикаторами, располагаемыми по концам двух взаимно перпендикулярных диаметров среднего по высоте сечения образца. Ножки индикаторов для измерения поперечных деформаций заканчиваются поперечным коротким штифом с целью устранить влияние смещения по окружности при контакте с цилиндрической поверхностью образца.

Перед началом испытания образец, установленный на рычажном прессе или испытательной машине, предварительно нагружают примерно до давления, составляющего 50—60 % от разрушающей нагрузки с последующей разгрузкой. Подобная процедура улучшает контакт образца с плитами пресса и обеспечивает большую стабильность последующих измерений.

Непосредственно при испытании сжимающая нагрузка на образец доводится до 60 % от разрушающей нагрузки пятью—шестью ступенями. При определении деформационных характеристик грунта нецелесообразно доводить сжимающую нагрузку до больших величин, так как при этом происходит образование трещин, что может обусловить неоправданно большие поперечные деформации и привести к погрешностям при определении коэффициента Пуассона.

Деформации образца замеряются как при его нагружении, так и при разгрузке. Измерение деформаций необходимо начинать при некотором начальном пригрузении образца, равном природному давлению или не более 20 % от максимальной нагрузки, которая будет иметь место при данном испытании.

Абсолютная продольная деформация образца определяется как средняя арифметическая величина показаний четырех индикаторов, абсолютная поперечная равняется половине средней арифметической величины, определенной по показаниям четырех индикаторов.

Модуль деформации образца в зависимости от задания определяется по одной из формул (10.1). Так, модуль упругости определяется по формуле

$$E = \frac{(P_k - P_{II})h}{A\Delta h},$$

где P_k и P_{II} — конечная и начальная нагрузки на образец при измерении деформации; h — начальная высота образца; A — площадь поперечного сечения образца; Δh — продольная абсолютная деформация образца при изменении нагрузки от P_{II} до P_k . Коэффициент Пуассона определяется по формуле

$$\mu = \varepsilon_x / \varepsilon_z,$$

где ε_x — относительная поперечная деформация образца с начальным диаметром d , равная $\Delta d/d$ (Δd — абсолютная поперечная деформация образца); ε_z — относительная продольная деформация образца, равная $\Delta h/h$.

Величины E и μ определяют на трех—пяти образцах одного и того же грунта. По результатам этих определений подсчитывают их среднее арифметическое значение.

Датчики омического сопротивления позволяют замерять с высокой точностью небольшие по величине деформации. Поэтому они применяются при исследовании деформационных свойств, главным образом в пределах упругости прочных скальных грунтов. В средней части образца скального грунта, имеющего форму цилиндра или прямоугольной призмы, с диаметрально противоположных его сторон наклеиваются датчики сопротивления. Принцип действия прибора состоит в том, что, будучи прочно приклеенным к образцу, он деформируется с ним как единое целое и при этом изменяет свое омическое сопротивление. Изменение сопротивления датчика при его деформации замеряется электротензометрической установкой, и по тарировочной кривой определяются относительная продольная и поперечная деформации.

Методика испытания, а также расчет модуля деформации и коэффициента Пуассона грунтов при замере деформаций датчиками сопротивления производится так же, как и в случае замера деформаций индикаторами часового типа.

Компрессионные испытания проводят для дисперсных грунтов с целью определения деформационных характеристик. При компрессионном сжатии дисперсного грунта уплотнение происходит за счет уменьшения объема пор, закрытия трещин, деформации и переориентации минеральных частиц.

Уплотнение грунта под нагрузкой происходит во времени, так как в связи с многокомпонентностью грунта различные составные его части деформируются с разной скоростью.

Минеральные частицы скелета грунта и поровый раствор деформируются упруго, поэтому деформацию частиц грунта и порового раствора можно рассматривать как происходящую

мгновенно. Для удаления свободной воды из пор грунта при уплотнении, а также для отжатия связанной воды и переориентации частиц под нагрузкой требуется определенное время; соответственно выделяют этапы первичной (фильтрационной) и вторичной консолидации.

При снятии с грунта нагрузки происходит увеличение объема грунта в результате проявления сил упругости скелета и поровой воды, а также вследствие набухания (для глинистых грунтов). Поэтому при разгрузке грунта можно выделить два вида различных по природе деформаций: восстанавливающиеся и невосстанавливающиеся (остаточные).

При сжатии грунта в компрессионном приборе диаметр образца не меняется. Поэтому относительная деформация грунта равна относительному изменению объема, т. е.

$$\Delta H/H_0 = \Delta V/V_0,$$

где ΔH — изменение высоты образца под давлением, равное разности $H_0 - H_1$; H_0, H_1 — соответственно первоначальная и конечная (после действия давления) высоты образца; ΔV — изменение объема образца под давлением, равное разности $V_0 - V_1$; V_0, V_1 — соответственно первоначальный и конечный (после действия давления) объемы образца.

Так как уплотнение грунта происходит главным образом в результате уменьшения объема пор (сжимаемостью частиц грунта можно пренебречь), то деформацию сжатия грунта можно выразить также через изменение коэффициента пористости e .

В полностью водонасыщенных грунтах сжимаемость обусловлена удалением воды из пор. Скорость этого удаления зависит от водопроницаемости грунта, а количество отжатой воды равно изменению его пористости, поэтому в этом случае деформацию грунта можно выразить также и через изменение его влажности W :

$$\Delta H = H_0 \frac{V_0 - V_1}{V_0} = \frac{H_0 [V_c(1 + e_0) - V_c(1 + e_1)]}{V_c(1 + e_0)} = H_0 \frac{e_0 - e_1}{1 + e_0};$$

$$\Delta H = H_0 \frac{\Delta e}{1 + e},$$

где V_c — объем скелета грунта. Изменение коэффициента пористости при компрессии можно рассчитать по формуле

$$\Delta e = \frac{\Delta H}{H_0} (1 + e_0).$$

Основная задача компрессионных испытаний заключается в установлении зависимости между: а) вертикальными деформациями грунта и вертикальным давлением P (компрессионная кривая), на основе которой рассчитывается модуль компрессионной деформации или коэффициент уплотнения, или коэффициент компрессии, или модуль осадки; 2) вертикальными

деформациями и временем при постоянной нагрузке (кривая консолидации), на основе которой рассчитывается коэффициент консолидации.

Помимо коэффициентов уплотнения и консолидации при компрессионных испытаниях могут быть определены давление набухания для глинистых грунтов, величина восстанавливающейся после снятия нагрузки деформации грунта, величина ранее действовавшего на грунт природного давления, коэффициент вторичной консолидации.

В зависимости от показателя вертикальной деформации сжимаемость грунтов может быть охарактеризована следующими зависимостями: 1) коэффициента пористости e от давления P (рис. 89, а) построенной на равномерной или полулогарифмической координатных сетках;

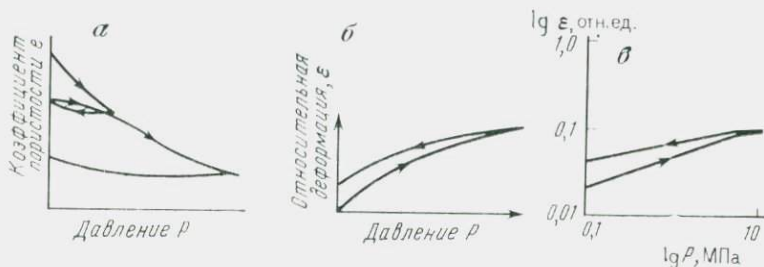


Рис. 89. Компрессионные кривые глинистого грунта в координатах $e - P$ и в координатах $\epsilon - P$, построенные на равномерной (а, б) и логарифмической (в) координатных сетках

2) относительной деформации ϵ от давления P , построенной на равномерной (см. рис. 89, б) и логарифмической (см. рис. 89, в) координатных сетках;

3) влажности W от давления P , построенной на равномерной и логарифмической координатных сетках.

Применение того или иного способа изображения компрессионной кривой определяется видом исследованного грунта, диапазоном применявшихся давлений, целью изучения. Так, компрессионную зависимость переуплотненных глинистых грунтов для небольших диапазонов давлений (до 0,5 МПа), целесообразно изображать на равномерной координатной сетке, используя в качестве показателя вертикальной деформации либо коэффициент пористости, либо относительную деформацию. В случае компрессии сильносжимаемых глинистых грунтов или исследований сжимаемости грунтов под большими давлениями следует применять полулогарифмическую координатную сетку и т. д.

Сжимаемость грунта характеризуется модулем компрессионной деформации $E_{ок}$ в интервале давлений от P_i до P_{i+1} :

$$E_{ок} = \frac{P_{i+1} - P_i}{\epsilon_{i+1} - \epsilon_i}, \quad (10.2)$$

где ε_{i+1} , ε_i — относительная деформация сжатия при компрессии.

Для небольших диапазонов изменения давления компрессионная кривая в координатах e — P может быть заменена прямой, уравнение которой с угловым коэффициентом a будет иметь вид

$$e = e_0 - aP \quad \text{или} \quad \Delta e = -a\Delta P,$$

где $\Delta e = e_1 - e_2$ и $\Delta P = P_2 - P_1$ — соответствующие друг другу интервалы изменения e и P ; $a = e_1 - e_2 / (P_2 - P_1) = \Delta e / \Delta P$ — коэффициент уплотнения или сжимаемости.

При значительном уплотнении грунта под нагрузкой коэффициент a практически не применяется из-за большого диапазона изменений его величины. В этом случае результаты компрессионных опытов целесообразно изображать на полулогарифмической координатной сетке, которая позволяет спрямить кривую для значительного диапазона изменения давлений. Уравнение компрессионной кривой в полулогарифмическом масштабе записывается в виде

$$\begin{aligned} e_2 &= e_1 - a_k \lg(P_2/P_1); \\ a_k &= \frac{\Delta e}{\lg(P_2/P_1)}, \end{aligned} \quad (10.3)$$

где a_k — угловой коэффициент, называемый коэффициентом компрессии; e_1 — значение коэффициента пористости, соответствующее давлению P_1 ; e_2 — значение коэффициента пористости, соответствующее давлению P_2 .

Изображение компрессионной зависимости в полулогарифмической системе координат позволяет восстановить истинную компрессионную кривую путем определения начального коэффициента пористости e и величины природного давления $P_{\text{пр}}$, ранее действовавшего на грунт. Тогда уравнение компрессионной кривой запишется в следующем виде:

$$e = e_0 - a_k \lg\left(\frac{P_{\text{пр}} + \Delta P}{P_{\text{пр}}}\right),$$

где $P_{\text{пр}}$ — природное давление,* равное $h_i \rho_i$ (h_i — толщина слоев грунта, лежащих над точкой отбора образца грунта, ρ_i — плотность соответствующих слоев грунта).

Схемы проведения компрессионных испытаний. Компрессионные испытания можно проводить для любых видов дисперсных грунтов (от глинистых до крупнообломочных), имеющих различную прочность структурных связей. В зависимости от вида грунта и условий строительства схема про-

* Давление, действовавшее на грунт в течение его геологической истории, может быть обусловлено как давлением вышележащих толщ пород, впоследствии удаленных эрозией, так и проявлением различных физических и физико-химических процессов (усадка, замерзание и оттаивание, изменение химического состава и состава обменных катионов и т. д.).

ведения испытаний будет различной. Рекомендуется проводить испытания по четырем основным схемам:

1) изучается сжимаемость образцов естественной структуры при естественной влажности без заливки водой, но с предохранением образца от высыхания;

2) изучается сжимаемость образцов естественной структуры после пребывания их в воде в течение двух-трех суток без возможности расширения (под арретиром);

3) изучается сжимаемость образцов пород после свободного их набухания в компрессионных приборах в воде в течение пяти—семи суток;

4) первоначально изучается сжимаемость грунтов естественной начальной влажности до определенного давления, а затем после насыщения водой.

Целесообразно проводить исследования параллельно по нескольким схемам для типичных образцов-близнецов с целью оценки различных факторов, определяющих деформационные свойства грунтов. Возможны различные варианты этих основных схем, связанные с заменой воды различными растворами.

Различные схемы компрессионного испытания грунтов позволяют оценить и определить различные свойства грунта. Так, испытание грунта по первой схеме, т. е. без заливки водой и с сохранением естественной влажности, следует применять, когда испытывается сжимаемость трехфазных грунтов или необходимо установить величину давления, ранее действовавшего на грунт. Последнее разграничивает два участка на компрессионной кривой; участок с малой сжимаемостью и участок с большой сжимаемостью. Это давление иногда называют структурной прочностью или максимальным давлением уплотнения, действовавшим ранее.

Применение второй схемы, т. е. испытания с заливкой грунта водой (или раствором электролита заданного состава и концентрации), целесообразно при необходимости определить сжимаемость полностью водонасыщенных грунтов, обычно залегающих ниже уровня грунтовых вод, а также величину давления набухания, развиваемого глинистым грунтом при различных давлениях на образец.

Обратная ветвь (декомпрессия) характеризует способность грунта набухать после разрушения прочных природных структурных связей в результате действия нагрузки при испытании по ветви нагружения.

Испытания по третьей схеме проводятся для оценки деформационных свойств глинистых грунтов, подвергавшихся набуханию и разуплотнению в условиях открытого котлована до введения сооружения.

Испытания по четвертой схеме необходимо проводить для оценки деформационных свойств просадочных грунтов, а в ряде случаев также песков и крупнообломочных грунтов, используемых в качестве материала для гидротехнических сооружений.

Режим нагружения и критерии стабилизации деформаций. Нагрузка на образец прикладывается ступенями, причем обычно каждая последующая ступень увеличивается вдвое, например: 0,0125; 0,025; 0,05 МПа и т. д. Для мягких органоминеральных и высокодисперсных глинистых грунтов загрузка образцов следует производить небольшими ступенями, например по 0,0125 МПа.

Приложение следующей ступени нагрузки производится после достижения стабилизации деформаций от предыдущей. При обычных испытаниях за критерий стабилизации деформаций принимают для мягкой глины 0,01 мм за 16 ч, для плотных глинистых грунтов, песков и крупнообломочных грунтов 0,01 мм за 4 ч. В случае необходимости отдельного определения осадки, обусловленной фильтрационной консолидацией и ползучестью скелета для мягких глинистых грунтов, обогащенных органическим веществом, ступени нагрузки меняют в первом случае через каждые сутки, а во втором через 7—10 сут.

Во всех случаях измерения деформации во времени при данной ступени нагрузки делают через примерно удваиваемые промежутки времени (15, 30 с; 1, 2, 4, 8, 15, 30 мин; 1, 2, 3, 6, 12, 24 ч и т. д.) в зависимости от решаемой задачи.

При разгрузке образцов суглинистых и супесчаных грунтов ступени нагрузок могут быть увеличены, а время наблюдения за деформациями сокращено вдвое по сравнению с принятым для прямой ветви, так как опыт показывает, что остаточные деформации в этих грунтах значительны, а набухание невелико и проявляется лишь при малых (0,05—0,1 МПа) давлениях.

Оборудование. Компрессионную сжимаемость глинистых, песчаных и крупнозернистых грунтов определяют в специальных компрессионных приборах (одометрах), состоящих из трех основных частей: 1) рабочего цилиндра (кольца), в котором сжимают грунт; 2) нагрузочного устройства для передачи требуемого давления на грунт штампом; 3) измерителей деформации грунта.

В зависимости от вида испытываемого грунта компрессионные приборы отличаются размерами рабочего кольца и способом передачи давления на грунт:

а) малые компрессионные приборы с площадью поперечного сечения рабочего кольца 10, 20, 40, 60 см² и высотой кольца не больше 2 см, предназначенные для испытания однородных глинистых и песчаных грунтов под давлением до 2,0 МПа; давление осуществляется рычажными прессами с отношением плеч от 1 : 20 до 1 : 40;

б) малые компрессионные приборы с площадью поперечного сечения рабочего цилиндра до 10 см², предназначенные для испытания высокодисперсных глинистых грунтов под большим давлением (до 2000 МПа); давление осуществляется гидравлическими прессами большой мощности, а сжатие производится в прочных стальных цилиндрах;

в) большие компрессионные приборы с диаметром рабочего кольца до 50 см (площадь поперечного сечения до 2500 см²), предназначенные для испытания крупнообломочных грунтов под давлением порядка 3—6, МПа; давление осуществляется гидравлическими домкратами.

Отношение диаметра рабочего кольца прибора к диаметру наиболее крупных частиц грунта должно быть не менее 5, а отношение высоты кольца к диаметру наиболее крупных частиц — порядка 2—3 для достижения условия минимального влияния трения частиц о стенки.

Для определения сжимаемости глинистых и песчаных грунтов рекомендуется применение следующих установок: 1) конструкции ЦНИИ МПС, состоящей из четырех рычажных прессов с кратностью рычагов 1:40, смонтированных на общей станине, и одометров (площадь поперечного сечения рабочего кольца 40 см², высота 2 см); 2) конструкции НИС Гидропроекта, состоящей из рычажного пресса с кратностью рычагов 1:20 и одометра (площадь рабочего кольца 60 см², высота 2 см) [26, 28, 29, 46].

Первая установка может быть использована для исследования плотных глинистых грунтов при сжимающих нагрузках до 2 МПа, вторую целесообразно использовать для изучения сжимаемости мягких глинистых грунтов при нагрузках до 0,8 МПа.

Кроме основного оборудования требуются: 1) индикаторы — по одному или по два на каждый одометр в зависимости от его конструкции; 2) штангенциркуль с точностью 0,01 см; 3) лабораторный нож (с прямым лезвием) и стальная линейка; 4) тарировочная стальная болванка, имеющая размер образца грунта.

Установка конструкции ЦНИИ МПС состоит из четырех рычажных прессов и четырех одометров, смонтированных на общей станине. Каждый пресс имеет два основных рычага общей кратностью 1:40, укрепленных на станине и соединенных между собой тягой с натяжной муфтой. Нагрузка на образец передается через систему, состоящую из двух перекладин, соединенных тягами. Нижняя перекладка связана тягой с рычагами, а верхняя может свободно перемещаться вдоль тяг и при испытании закрепляется на нужной высоте гайками, которыми снабжены тяги. Рычажная система уравновешена двумя вспомогательными рычагами и грузами.

Максимальное усилие, развиваемое рычажным прессом, составляет 80 н (максимальный груз на подвеске 20 кг), что позволяет проводить испытания при давлении до 2 МПа.

Тарировка компрессионного прибора. Компрессионный прибор, а также листки фильтровальной бумаги, используемые при испытании, имеют вполне определенную собственную деформацию, которая может составлять до 15 % деформации плотного глинистого грунта, испытываемого при

больших давлениях. Поэтому каждый новый прибор должен тарироваться в тех же условиях и при тех же ступенях нагрузки, что и в опыте, и собственные деформации прибора должны исключаться при расчете действительной деформации грунта.

При тарировке прибора в рабочее кольцо вставляется цилиндрическая стальная болванка, имеющая размеры рабочего кольца, обложенная с торцов кружками увлажненной фильтровальной бумаги, и производится нагружение при тех же ступенях нагрузок, что и в опыте. При тарировке прибора собственными деформациями массивной стальной болванки пренебрегают.

Деформация протекает быстро, поэтому время, необходимое для ее стабилизации при каждой ступени нагрузки, невелико и может быть условно принято равным 1 мин. Результаты тарировки (средние из трех повторных тарировок) записывают в таблицу, по данным которой строится график тарировки прибора как для ветви нагружения, так и для ветви разгрузки (рис. 90).



Рис. 90. Тарировочная кривая компрессионного прибора с применением стальной болванки (1) и бумажных фильтров, смоченных в воде (2)

Следует отметить, что повторные тарировки производятся каждый раз при установке новых листов фильтровальной бумаги. Тарировку прибора, предназначенного для исследования сжимаемости песчаных и крупнообломочных

грунтов, следует производить без фильтровальной бумаги.

Подготовка образца к испытанию зависит от вида и состояния исследуемого грунта. При испытании глинистого грунта естественной структуры мягкой или пластичной консистенции режущее кольцо прибора ставится на выровненную поверхность монолита и осторожно задавливается в грунт при помощи ручного винтового или рычажного пресса. Излишки грунта срезаются ножом с прямым лезвием заподлицо с краями кольца. Внутреннюю поверхность кольца перед вырезкой образца следует смазывать техническим вазелином.

При испытании плотного глинистого грунта образец вырезается из монолита при помощи кольца прибора и ножа. Кольцо с грунтом отделяют от монолита; излишки грунта срезают заподлицо с краями кольца.

При испытании сжимаемого глинистого грунта с нарушенными структурными связями, а также несвязных грунтов (песков и крупнообломочных) образец укладывают или насыпают в рабочее кольцо прибора с заданной плотностью — влажностью. Размеры кольца (высота и внутренний диаметр), а также

массу определяют предварительно, затем взвешивают кольца с грунтом.

Грунт в кольце закрывают с каждой стороны кружком влажной фильтровальной бумаги, кольцо устанавливают в прибор, который после сборки помещают под рычажную систему, передающую вертикальную нагрузку. Устанавливают индикатор для замера вертикальных деформаций. После того как прибор с грунтом устанавлен, в журнал испытаний записывают дату, время и начальный отсчет по индикатору; на рычаг без толчка устанавливают груз, соответствующей первой ступени нагрузки. Отсчеты по мессуре производят через установленные интервалы времени до условной стабилизации деформаций под данной нагрузкой. Затем дается следующая ступень нагрузки и т. д. до завершения опыта. После окончания испытания кольцо с грунтом вынимают из прибора, удаляют фильтровальную бумагу, взвешивают и отбирают пробы на влажность и объемную массу (для контроля). Сопоставление конечных значений плотности—влажности грунта, рассчитанных по данным компрессии и определенных непосредственно, позволяет устанавить степень аккуратности выполнения компрессионного испытания, так как наличие микронеровностей на поверхности образца грунта, а также отсутствие плотного прилегания образца к кольцу может привести к получению завышенной характеристики сжимаемости грунта. Расхождение не должно превышать 10—15 %.

Определение коэффициента Пуассона грунта при компрессии. Если компрессионное кольцо снабжено специальным устройством для замера бокового давления при сжатии грунта, то использование зависимости $\mu = K_o / (1 + K_o)$ (где K_o — коэффициент бокового давления грунта в условиях невозможности бокового расширения, равный σ_x / σ_z) позволяет определить коэффициент Пуассона для дисперсных грунтов разной степени уплотнения.

Устройство для замера бокового давления при компрессии грунта представляет гибкую мембрану, устанавленную в боковой стенке кольца и разделяющую грунт и систему компенсации давления путем создания противодействия для возвращения мембраны в исходное положение при ее деформации под действием бокового давления σ_x при данном значении вертикального давления σ_z .

Определение давления набухания глинистого грунта. Величина давления набухания $P_{\text{нб}}$ глинистых грунтов может быть определена двумя способами: 1) с применением арретира и 2) без арретира.

При арретирном способе образец грунта данной влажности помещают в компрессионный прибор, зажимают арретиром, препятствующим набуханию грунта, и насыщают водой. После полного насыщения образца водой начинают нагружение образца малыми ступенями (по 0,01—0,02 МПа). Давление, при

котором начинается деформация уплотнения, что выражается в резком изменении наклона компрессионной кривой, обычно принимается за давление набухания (рис. 91). Величина давления набухания глинистого грунта может быть несколько больше величины структурной прочности. Но для малонабухающих грунтов величины $P_{\text{нб}}$ и $P_{\text{стр}}$ могут быть близкими.

При безарретирном способе образец грунта, помещенный в компрессионный прибор, заливают водой и нагружают малыми ступенями (по 0,01—0,02 МПа) до стабилизации деформации под каждой ступенью нагрузки, пока не прекратится набухание. Давление, при котором прекратилось набухание, принимается за давление набухания $P_{\text{нб}}$. При безарретирном

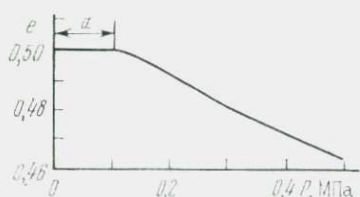
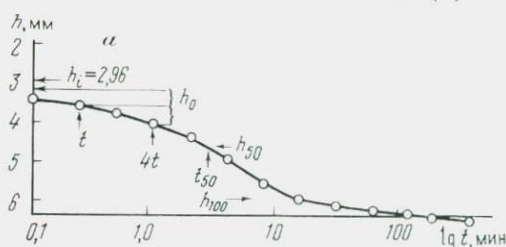


Рис. 91. График давления набухания глинистого грунта при компрессии с применением арретира (a — участок арретирного хода)

Рис. 92. Кривая консолидации глинистого грунта для определения параметров консолидации по методу Казагранде (a) и по методу Тейлора (b)



способе значения $P_{\text{нб}}$ обычно на 30—50 % меньше, чем при арретирном.

Обработка результатов испытания. По произведенным замерам, а также по известным исходным данным (плотность, влажность) рассчитывают относительную деформацию грунта (с учетом поправки на деформацию прибора), коэффициент пористости или влажности, соответствующие действовавшим ступеням нагрузки. Строят (в обычном масштабе) график зависимости коэффициента пористости от вертикального давления. Для заданного интервала давлений подсчитывают по ветви нагрузок величину коэффициента уплотнения или коэффициента компрессии или компрессионного модуля деформации по формулам (10.2) и (10.3). Для определения параметров консолидации грунта строят кривые изменения показания индикатора во времени при постоянной нагрузке в полупологарифмическом масштабе.

График зависимости деформации грунта от логарифма времени показан на рис. 92, a и состоит из начального криволинейного участка и двух прямолинейных участков, соединенных

плавным переходом. Первый прямолинейный участок соответствует первичной (фильтрационной) консолидации, второй — вторичной. Точка пересечения этих двух прямых отрезков принимается за границу между первичным и вторичным этажами консолидации и позволяет определить время, за которое происходит 100 % первичной консолидации (способ Казагранде).

Начальный момент первичной консолидации можно получить в предположении, что криволинейный отрезок в начале графика представляет параболу. Тогда разность ординат точек, отвечающих времени консолидации, соответственно равных t_1 10 с и t_2 40 с, отложенная вверх от точки t_1 , даст условную нулевую точку t_0 . Точку t_{50} , отвечающую 50 % консолидации, находят путем деления разности ординат, отвечающих точкам t_0 и t_{100} , пополам.

Начало фильтрационного этапа консолидации может быть определено также по методу Тейлора. Для этого строится график консолидации $h - \sqrt{t}$ (рис. 92, б). Так как начальный участок кривой фильтрационной консолидации является параболой, то кривая консолидации в данных координатах будет прямой линией. Поэтому, продолжая прямолинейный участок кривой уплотнения до пересечения с осью осадок, получим точку, соответствующую началу фильтрационного уплотнения. Точка начала фильтрационной консолидации, определенная по методу Тейлора, в ряде случаев оказывается более достоверной, чем по способу Казагранде. Однако точка, отвечающая концу фильтрационной консолидации, более надежно определяется по способу Казагранде. Поэтому иногда при расчете коэффициента консолидации используют оба метода одновременно.

Коэффициент консолидации рассчитывают по формуле теории одномерной консолидации: $C_v = 0,0492 (h_{50}^2 / t_{50})$ (где h_{50} — высота образца грунта в момент времени t_{50} ; t_{50} — промежуток времени, соответствующий 50 % первичной консолидации; 0,0492 — цифровой множитель, представляющий собой величину фактора времени, рассчитываемого по теории одномерной консолидации).

Высота образца грунта в момент времени t_{50} определяется по формуле $h = (H_0 - S_{50}) / 2$ (где H_0 — начальная высота образца; S_{50} — осадка грунта в момент времени t_{50}).

Определение наибольшего давления, действовавшего на глинистый грунт. Для правильной оценки поведения глинистых грунтов под нагрузкой часто необходимо знать величину максимального давления, действовавшего на грунт до начала строительства. Ранее действовавшее давление на грунт оказывало определенное влияние на структуру грунта, а следовательно и на его деформационные свойства. Давление на грунт могло быть обусловлено различными природными факторами — давлением вышележащей толщи пород, впоследствии смытых эрозией, давлением толщи льда и др.

В связи с этим плотность глинистого грунта чаще всего не находится в прямом соответствии с величиной действующего на него природного давления, рассчитываемого по формуле $P_{\text{пр}} = \gamma h$ (где γ — плотность грунта; h — глубина залегания образца грунта). В зависимости от соотношения величины действующего природного давления $P_{\text{пр}}$ и величины ранее действовавшего давления P_y выделяют глинистые грунты: а) нормально уплотненные ($P_{\text{пр}} = P_y$); б) переуплотненные ($P_{\text{пр}} < P_y$) и в) недоуплотненные ($P_{\text{пр}} > P_y$).

Одна и та же генетическая и литологическая разность грунта может находиться в различном состоянии уплотнения: например, верхние слои глинистой толщи могут быть в переуплотненном состоянии (влияние выветривания и усадки), а нижние — в нормально уплотненном или вся толща глинистых грунтов может находиться в переуплотненном (плотные глины) или недоуплотненном состоянии (лёссовые грунты, молодые илистые грунты) и т. д.

Количественно уплотнение природного грунта может быть оценено величиной фактора переуплотнения: $F_{\text{пу}} = (P_y - P_{\text{пр}}) / P_{\text{пр}}$.

В первом случае $F_{\text{пу}} = 0$; во втором $F_{\text{пу}} = 0 \div 1$; в третьем — $F_{\text{пу}} < 0$.

Величина ранее действовавшего на глинистый грунт давления определяется по результатам компрессионных испытаний глинистых грунтов естественной структуры, испытывавшихся по первой схеме.

Существует ряд методик определения P_y , предложенных различными исследователями. Наиболее распространена методика Казагранде, сущность которой сводится к следующему. Строится компрессионная кривая в координатах $e - \lg P$ и определяется точка, соответствующая наибольшей кривизне кривой*, через которую проводят горизонтальную линию и касательную к кривой. Определяется точка пересечения биссектрисы полученного угла с продолжением прямолинейного участка компрессионной кривой, проекция которой на ось P и дает величину P_y (рис. 93).

Восстановление истинной компрессионной кривой. Отбор образцов грунта для исследований и последующая транспортировка их в лабораторию неизбежно вызывают нарушение естественных связей между структурными единицами грунта. Поэтому стремление восстановить истинную компрессионную кривую, особенно для грунтов переуплотненных, вполне оправданно и заслуживает внимания.

В современных руководствах по механике грунтов рекомендуется применять следующую методику восстановления истин-

* Для более точного определения P_y можно использовать участок кривой рекомпресси.

ной компрессионной кривой для переуплотненных глинистых грунтов:

1) проводят компрессионные испытания на наименее нарушенных образцах грунта;

2) компрессионные испытания проводят до получения отчетливого прямого участка на кривой, построенной в координатах $e - \lg P$, после чего производят разгрузку до давления $P_{пр}$, а затем рекомпрессию до выхода на прямолинейный участок компрессионной кривой;

3) определяют вероятное значение величины ранее действовавшего давления P_y ;

4) проводят линию параллельно средней линии кривой декомпрессии — рекомпрессии до пересечения с точкой $P_{пр}$; из

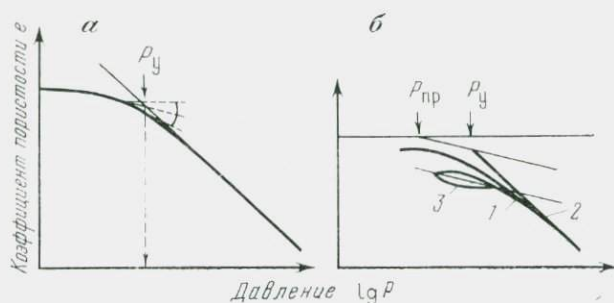


Рис. 93. График для определения наибольшего давления P_y , действовавшего на глинистый грунт, по методу Казагранде (а) и восстановление истинной компрессионной кривой для переуплотненного глинистого грунта (б):

1—2 — компрессионные кривые (1 — экспериментальная; 2 — истинная); 3 — петля гистерезиса

точки P_y проводят линию до пересечения с точкой на прямолинейном участке компрессионной кривой, имеющей коэффициент пористости $e \approx 0,4$ (см. рис. 93, б).

Полученная истинная компрессионная кривая используется для расчета параметров компрессии — коэффициента компрессии или коэффициента уплотнения.

Вторичная консолидация. Равенство нулю порового давления под данной нагрузкой не для всех глинистых грунтов равноценно полной стабилизации деформации. В глинистых грунтах, особенно содержащих органическое вещество, уплотнение продолжается также тогда, когда поровое давление равно нулю, хотя и значительно медленнее, чем на этапе первичной, фильтрационной консолидации. Величина осадки, обусловленная вторичной консолидацией в обогащенных органическим веществом грунтах, а также в мягких высокодисперсных глинах, может быть сравнима с величиной первичной консолидации. Однако менее дисперсные (а также плотные) глинистые грунты характеризуются малой величиной вторичной консолидации, которой можно пренебречь.

Величину вторичной консолидации рассчитывают по кривым консолидации. Кривые вторичной консолидации обычно изображаются прямыми линиями в полулוגарифмическом масштабе, уравнение которых можно записать в виде:

$$\Delta e = -\alpha (\lg t_2 - \lg t_1) = \alpha \lg \left(\frac{t_2}{t_1} \right),$$

где t_1 — период, необходимый для завершения первичной консолидации; t_2 — период, прошедший с момента приложения нагрузки до данного момента; α — коэффициент вторичной консолидации.

Вторичная консолидация глинистого грунта обусловлена ползучестью минерального скелета и связанной воды. В связи с высокой вязкостью скелета грунта и окружающих его пленок связанной воды процесс вторичной консолидации протекает очень медленно.

Величина осадки, обусловленная вторичной консолидацией, может быть рассчитана с использованием эмпирических параметров по зависимости Терцаги — Бюисмана — Коппяна:

$$S = H (a_{\text{п}} + a_{\text{вт}} \lg t) \lg \frac{P_2}{P_1},$$

где H — толщина слоя грунта, подвергнутого действию вертикального давления; S — осадка этого слоя, обусловленная увеличением вертикального эффективного давления от P_1 до P_2 ; $a_{\text{п}}$, $a_{\text{вт}}$ — соответственно коэффициенты первичной и вторичной консолидации; t — время, прошедшее от конца завершения первичной консолидации до данного момента; P_1 — природное давление; P_2 — давление от сооружения.

Для определения параметров $a_{\text{п}}$ и $a_{\text{вт}}$ необходимо выполнить два параллельных компрессионных испытания на образцах-близнецах. Первое испытание проводится со сменой ступеней нагрузки через 1 сут., а второе — через 10 сут. По данным испытаний строят графики в координатах $h - \lg P$ (рис. 94). Параметры первичной компрессии рассчитывают по формуле

$$a_{\text{п}} = \frac{\Delta h_{\text{п}}}{h_0 \lg \frac{P_2}{P_1}},$$

где $\Delta h_{\text{п}}$ — осадка слоя h_0 в результате действия ступени нагрузок ΔP в течение 1 сут. — первичная осадка (фильтрационная); а вторичной — по формуле

$$a_{\text{вт}} = \frac{\Delta h_{\text{вт}}}{h_0 \lg \frac{P_2}{P_1}},$$

где $\Delta h_{\text{вт}}$ — осадка слоя, обусловленная вторичной консолидацией, равная разности суммарных осадков слоя через 10 сут. и через 1 сут. после приложения данного давления P_2 .

Просадочность. Некоторые дисперсные грунты при определенных видах воздействия обладают способностью давать значительные и сравнительно быстро протекающие дополнительные осадки. Такие объемные деформации грунтов вызываются резким уменьшением прочности структурных связей между частицами грунта и называются просадкой. Наибольшей способностью к просадкам обладают, как правило, высокопористые лёссовые грунты при их увлажнении под некоторой нагрузкой, мерзлые грунты при их оттаивании и, в значительно меньшей степени, сухие мелкозернистые рыхлые пески при их увлажнении или воздействии сотрясений.

Рассмотрим просадочность лёссовых грунтов при их увлажнении. При оценке деформации лёссовых пород под нагрузкой

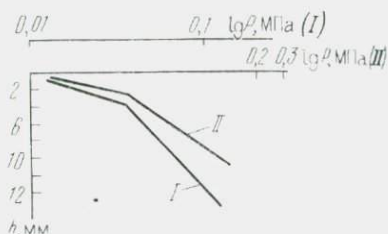


Рис. 94. График для расчета параметров первичной и вторичной компрессии глинистого грунта. Время действия нагрузки: I — 1 сут; II — 10 сут

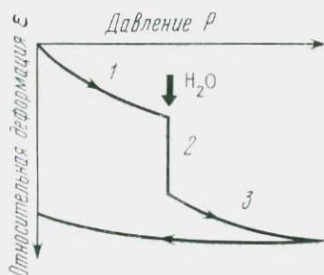


Рис. 95. Компрессионная кривая просадочного лёссового грунта:

1 — участок кривой осадки при естественной влажности грунта; 2 — участок просадки (после замачивания грунта водой); 3 — участок послепросадочной деформации

с последующим замачиванием выделяют три составляющие (рис. 95): 1) осадку — деформацию, обусловленную уплотнением грунта, не сопровождающуюся изменением прочности структурных связей между частицами; 2) просадку — деформацию, обусловленную быстропротекающим уплотнением грунта, находящегося под давлением при увлажнении в результате резкого уменьшения прочности структурных связей; 3) послепросадочную деформацию — медленно протекающее уплотнение грунта вследствие отжатия воды из пор грунта, ползучести размягченных водой минеральных частиц грунта, а при наличии фильтрации воды — вымывания растворимых солей из грунта. Последняя составляющая, в свою очередь, состоит из первичной и вторичной консолидации, обычных в непросадочных глинистых грунтах.

Основной характеристикой просадочности грунтов является величина относительной просадочности ϵ_{sl} , представляющая собой отношение просадки к высоте образца после уплотнения

давлением P грунта естественной структуры и влажности (до замачивания образца водой):

$$\varepsilon_{sl} = \frac{h_p - h'_p}{h_p} = \frac{\Delta h}{h_p},$$

где h_p — высота исследуемого грунта естественной структуры и влажности после уплотнения под нагрузкой P ; h'_p — то же, после замачивания; Δh — дополнительная осадка (просадка) грунта под давлением P после замачивания.

Давление, при котором следует определять просадочность, рассчитывают из выражения $P = P_z + P_{пр}$, (где P_z , $P_{пр}$ — давление веса сооружения и природное давление на глубине z).

Согласно строительным нормам лёссовые грунты подразделяются на обладающие просадочными свойствами, у которых $\varepsilon_{sl} > 0,01$, и практически не обладающие просадочными свойствами, у которых $\varepsilon_{sl} < 0,01$. Кроме того, по условной величине устанавливается категория просадочности толщи. Всего выделено два типа просадочности лёссовой толщи: I тип — величина просадки до 5 см и II тип — более 5 см.

Просадочность лёссовых грунтов определяется на образцах естественной структуры и влажности.

Подготовка образца к испытанию аналогична таковой для других глинистых грунтов. Испытание производится по четвертой схеме и состоит из двух стадий. На первой стадии осуществляется компрессия грунта с сохранением естественной влажности. К образцу прикладывают нагрузки ступенями по 0,025 МПа через каждые 2 ч до заданного давления P , под которым образец выдерживается до наступления условной стабилизации.

На второй стадии к стабилизированному под нагрузкой P грунту подводится вода в количестве, достаточном для полного водонасыщения грунта. Замачивание образца целесообразно производить снизу с целью максимально полного увлажнения грунта в условиях удаления воздуха из пор грунта через верхний торец образца. Состав воды для замачивания грунта должен быть аналогичен составу воды, которая будет увлажнять грунт в естественных условиях строительства и эксплуатации сооружения. Если минерализация природной воды не превышает 0,5 г/л, то можно для замачивания использовать обычную воду из сети водоснабжения.

Просадка грунта после увлажнения начинается через несколько часов и заканчивается, если нет химического растворения солей при фильтрации, через 2—3 сут.

После завершения просадки под данной нагрузкой может проводиться дальнейшее нагружение образца с целью определения компрессионных свойств лёссового грунта с нарушенными структурными связями.

По данным опыта рассчитывают относительную деформацию или коэффициент пористости для каждой ступени нагрузки, за-

тем строят график на равномерной сетке в координатах e (или ϵ) — P и рассчитывают коэффициент относительной просадочности.

Для получения полной характеристики просадочности лёссовых грунтов коэффициент относительной просадочности определяется при нескольких значениях давления P , и исследование завершается построением графика изменения величины относительной просадочности ϵ_{st} от давления P на равномерной координатной сетке (рис. 96). Величина просадки зданий и промышленных сооружений должна определяться при расчетном давлении.

Для инженерно-геологической классификации относительная просадочность лёссовых грунтов может определяться при стандартном давлении 0,3 МПа.

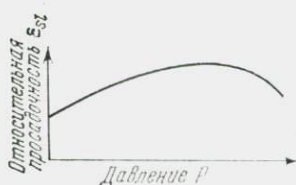


Рис. 96. График зависимости относительной просадочности от давления, при котором производилось замачивание образца лёссового грунта

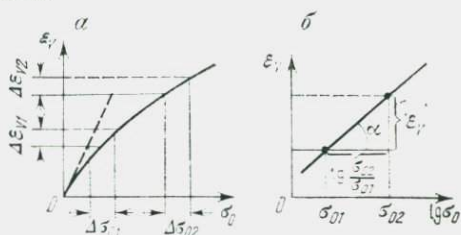


Рис. 97. Графики объемного сжатия грунта на равномерной (а) и полулогарифмической (б) координатных сетках

Определение деформационных характеристик грунтов при сжатии в условиях трехосного деформирования. При сжатии грунта всесторонним давлением σ_0 происходит объемное сжатие ϵ_v . По мере уплотнения грунта дальнейшее его сжатие встречает все большее сопротивление, и одному и тому же приращению напряжений $\Delta\sigma_0$ соответствует все меньшая деформация ϵ_v . В целом зависимость $\epsilon_v - \sigma_0$ имеет нелинейный характер, но спрямляется в полулогарифмической системе координат (рис. 97). Для небольшого линейного участка кривой $\epsilon_v - \sigma_0$ можно найти значение модуля объемного сжатия K_v , равного $\Delta\sigma_0/\epsilon_v$ (где ϵ_v — относительная деформация, равная отношению приращения объема ΔV к первоначальному объему образца V_1 ; $\Delta\sigma_0$ — приращение всестороннего давления). Формула получена из выражения закона Гука для объемного сжатия:

$$\Delta\sigma_0 = -K_v \epsilon_v. \quad (10.4)$$

Знак минус показывает, что при увеличении давления σ_0 уменьшается объем образца.

В области малых деформаций объемную деформацию можно рассматривать как сумму линейных: $\epsilon_v = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z$, ко-

торая при равномерном сжатии равна $3\varepsilon_{\text{ср}}$. Средняя деформация $\varepsilon_{\text{ср}}$ связана с приращением напряжения $\Delta\sigma_0$ зависимостью

$$\varepsilon_{\text{ср}} = \frac{1-2\mu}{E} \Delta\sigma_0,$$

где μ и E — коэффициент Пуассона и модуль деформации соответственно. Следовательно,

$$\varepsilon_V = \frac{3(1-2\mu)}{E} \Delta\sigma_0. \quad (10.5)$$

Сравнивая выражения (10.4) и (10.5), получим модуль объемной деформации

$$K_V = \frac{E}{3(1-2\mu)}.$$

Спрямление нелинейной зависимости $\varepsilon_V - \sigma_0$ в полулогарифмической системе координат позволяет записать

$$\varepsilon_V = \frac{C_V}{V_s} \ln \frac{\sigma_{01}}{\sigma_{02}},$$

где C_V — коэффициент объемного сжатия; V_s — объем образца, равный $1+e$. Модуль объемного сжатия и коэффициент объемного сжатия связаны зависимостью

$$K_V = \frac{V_{s1}}{C_V} \frac{\sigma_{02} - \sigma_{01}}{\ln \sigma_{02} - \ln \sigma_{01}}.$$

Преимуществом коэффициента объемного сжатия по сравнению с модулем объемного сжатия является то, что он зависит от эффективного давления.

Приборы для трехосного испытания. На рис. 98 показаны принципиальные схемы приборов, называемых часто стабилometрами для трехосных осесимметричных испытаний. В этих приборах цилиндрический образец грунта, заключенный в резиновую рубашку, находится в камере, заполненной жидкостью. Давление на образец передается через поршень и жидкость. При этом вертикальную деформацию образца измеряют при помощи индикаторов, а объемную — по количеству жидкости, вытесненной или нагнетаемой в камеру. Конструкция прибора позволяет производить испытания с оттоком (дренированное) и без оттока (недренированное) воды из грунта.

Размеры цилиндрического образца для испытания в стабилometрах зависят от вида грунта. Так, для образцов скальных, глинистых и песчаных грунтов они составляют от 4 до 6 см в диаметре и от 10 до 15 см по длине, а для крупнообломочных грунтов — от 25 до 35 см в диаметре и от 75 до 100 см по длине.

Модуль деформации и коэффициент Пуассона при трехосном сжатии рассчитывают по формулам, выведенным на осно-

вании закона Гука, т. е. в предположении линейной зависимости между напряжениями и деформациями:

$$E = \frac{(\Delta\sigma_I - \Delta\sigma_{III})(\Delta\sigma_I + 2\Delta\sigma_{III})}{\sigma_I \varepsilon_I + \sigma_{III}(\varepsilon_I - 2\varepsilon_{III})};$$

$$\mu = \frac{\Delta\sigma_{III} \varepsilon_I - \Delta\sigma_I \varepsilon_{III}}{\Delta\sigma_I \varepsilon_I + \Delta\sigma_{III}(\varepsilon_I - 2\varepsilon_{III})};$$

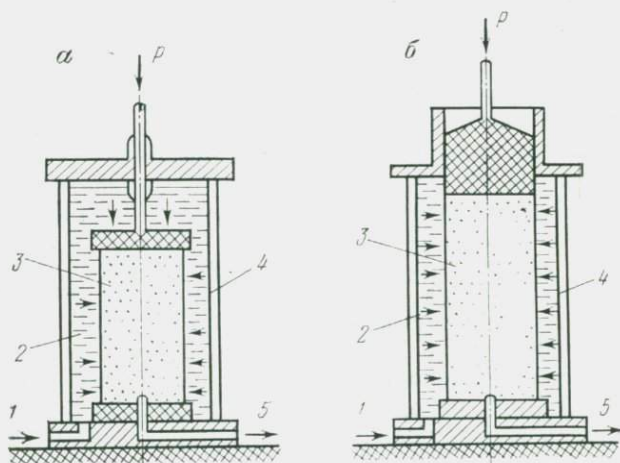
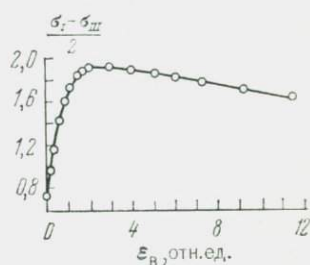


Рис. 98. Стабилометры объемного (а) и радиального (б) сжатия:

1 — канал для подачи в камеру жидкости под давлением; 2 — камера гидростатического обжатия; 3 — образец грунта; 4 — стенка камеры; 5 — дренажный выпуск

Рис. 99. График зависимости вертикальной деформации от вертикального давления при трехосном сжатии песчаного грунта



где $\Delta\sigma_I$ и $\Delta\sigma_{III}$ — приращения давлений. Если известно изменение объема ε_V , равное $\varepsilon_I + 2\varepsilon_{III}$, то значение E и μ можно найти по формулам

$$E = \frac{(\Delta\sigma_I - \Delta\sigma_{III})(\Delta\sigma_I + 2\Delta\sigma_{III})}{\Delta\sigma_I \varepsilon_I + \Delta\sigma_{III}(2\varepsilon_I - \varepsilon_V)};$$

$$\mu = \frac{\Delta\sigma_{III} \varepsilon_I - 0,5\Delta\sigma_I(\varepsilon_V - \varepsilon_I)}{\Delta\sigma_I \varepsilon_I + \sigma_I(2\varepsilon_I - \varepsilon_V)}.$$

В связи с тем, что в действительности зависимость между напряжениями и деформациями нелинейна, начиная с самых малых значений σ_I , модуль деформации определяют как секущий, соединяя начало кривой $\varepsilon_I - (\sigma_I - \sigma_{III})/2$ с точкой, соответствующей $1/2$ или $1/3$ пикового девиаторного напряжения (рис. 99).

Прочность пород характеризует их способность сопротивляться внешним усилиям вплоть до полного разрушения и определяется при критических (разрушающих) нагрузках, действующих на породу в момент ее разрушения.

В зависимости от условий создания напряженного состояния в породе при проведении испытаний прочностные свойства пород определяют различными методами: при испытаниях на разрыв, одноосное сжатие, сдвиг, твердость, трещиностойкость. При испытаниях скальных пород применяются практически все перечисленные методы, в то время как для дисперсных грунтов чаще всего применяются испытания на одноосное сжатие и сдвиг. В большинстве случаев испытания проводятся в обычных лабораторных условиях на образцах ненарушенного сложения и с естественной влажностью, иногда — в условиях высоких температур и давлений с применением специальных установок. Каждый из перечисленных методов имеет свои особенности и позволяет получать определенные показатели прочностных свойств.

Определение прочности пород на одноосное сжатие. Это наиболее простой метод испытаний пород на прочность, заключающийся в разрушении образца определенной формы при его сжатии по одной из осей в условиях свободного бокового расширения, применяется для испытания как скальных, так и дисперсных (главным образом глинистых и лёссовых) пород. Прочность пород на одноосное сжатие широко используется как классификационный показатель и как расчетная характеристика породы при некоторых видах строительства.

В общепринятой схеме испытаний на одноосное сжатие образец породы помещают между плитами испытательной машины (пресса) и разрушают сжимающей нагрузкой. Максимальную нагрузку P , при которой наступает разрушение, называют предельной, а давление, получаемое как отношение предельной нагрузки к площади первоначального поперечного сечения образца F , сопротивлением сжатию R_c , выражающимся в паскалях: $R_c = P/F$.

Испытания проводятся на образцах определенной формы и размеров, изготавливаемых из кернов или монолитов пород, отбираемых в поле из буровых скважин или обнажений. Из отобранных проб выбуриваются на специальных станках (для скальных пород) или вырезаются с помощью металлического кольца с режущим краем и ножа (для дисперсных пород) образцы цилиндрической формы. Международный стандарт по определению прочности горных пород на одноосное сжатие, принятый в 1963 г., рекомендует изготавливать цилиндрические образцы диаметром 42 мм. На практике эта рекомендация часто не выдерживается вследствие того, что в качестве образцов для испытаний используется цилиндрический керн буровых

скважин (без выбуривания из него образцов нужного диаметра). Кроме того, выпускаемые нашей промышленностью алмазные тонкостенные сверла имеют диаметры отличные от рекомендуемого. Практика показывает, что когда испытанию подвергаются однородные породы (без трещин и явно выраженной слоистости), то можно использовать образцы диаметром от 30 до 80 мм. При испытании неоднородных пород к выбору диаметра образцов нужно подходить осторожно и руководствоваться теми задачами, которые необходимо решать исследователю, так как из такой горной породы можно получить образец, обладающий высокой прочностью, но не характеризующий прочность породы в целом.

Одним из важных вопросов является отношение высоты и диаметра образца; так при соотношении, равном 1:1, получаемое значение прочности несколько завышенно. Это связано с тем, что при испытании образец находится в сложном неоднородно-напряженном состоянии, зависящем от условий и техники проведения испытаний, формы и размера образца, чистоты шлифовки торцевых поверхностей, что усугубляется их близостью. Истинная величина прочности определяется в том случае, когда образец имеет большую высоту и соотношение h/d приближается к 2. Тогда в его средней части при испытании образуется однородное напряженное состояние, не зависящее от трения торцевых поверхностей образца с плитами пресса, и определяемая величина будет приближаться к истинной.

Одним из важных элементов подготовки образцов скальных пород для испытаний на одноосное сжатие является шлифовка торцевых поверхностей; при плохой шлифовке прочность пород может измениться на 25—30%. Торцевые поверхности должны быть отшлифованы так, чтобы отклонение от параллельности было не более 0,05 мм, а выпуклость торцов меньше 0,03 мм.

Наряду с образцами цилиндрической формы иногда при испытании на одноосное сжатие используются образцы правильной кубической формы. Поскольку при изменении формы образцов меняется напряженное состояние породы при ее сжатии, то получаемые значения прочности при испытании цилиндрических и кубических образцов являются неодинаковыми. На основании опытов, проведенных в Горном институте им. А. А. Скочинского, предлагается вводить в полученные значения прочности поправочный коэффициент, учитывающий форму образца: $R_{с. \text{цил}} = 1,05R_{с. \text{куб}}$ (где $R_{с. \text{цил}}$ и $R_{с. \text{куб}}$ — соответственно прочности, полученные при сжатии цилиндрических и кубических образцов).

Число образцов, изготавливаемых из каждой пробы пород, зависит от задачи испытания. В том случае, когда требуется определить прочность породы на одноосное сжатие в ее природном состоянии (естественной плотности и влажности), необхо-

димо подготовить два-три образца. Если разброс значений прочности образцов достигает больших величин, то число образцов следует удвоить. Испытания скальных пород часто проводятся по более широкой программе, включающей определение водостойкости и морозостойкости испытуемой породы. В этом случае требуется не менее 9—15 образцов одной и той же породы.

Для проведения испытаний на одноосное сжатие применяются специальные установки, позволяющие постепенно увели-

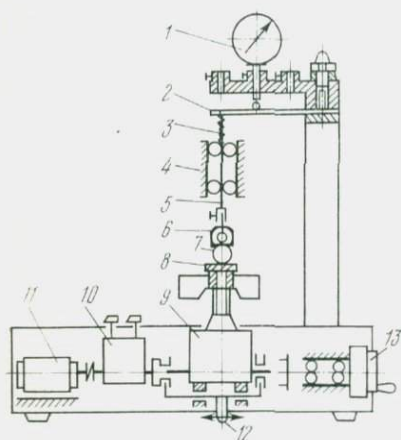


Рис. 100. Схема прибора одноосного сжатия МП-2С:

1 — микронный индикатор часового типа; 2 — пружина-силонизмеритель; 3 — спиральная пружина; 4 — шариковые направляющие; 5 — шток; 6 — шарнир; 7 — образец; 8 — столик; 9 — редуктор; 10 — коробка скоростей; 11 — синхронный электродвигатель; 12 — механизм переключения электропривода; 13 — маховик

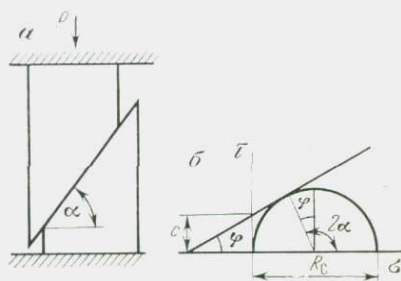


Рис. 101. Схема разрушения образца (а) и график для определения параметров сдвига (б) по результатам испытаний на одноосное сжатие

чивать сжимающее напряжение и фиксировать предельную (критическую) нагрузку в момент разрушения образца [26, 46].

При испытании скальных пород используются прессы типа ПСУ и УММ мощностью от 10 до 125 т. Дисперсные грунты испытывают на менее мощных установках одноосного сжатия типа МП-2С (рис. 100), развивающих осевое усилие до 2000 н. При испытании дисперсных грунтов очень важно, чтобы помимо критической нагрузки автоматически регистрировался весь деформационный график, что дает возможность помимо прочности породы оценить характер ее структурных связей. Кроме того, для пластичных грунтов, деформирующихся без разрушения (разрыва сплошности), прочность оценивается с помощью деформационного графика по напряжению, при котором деформация составляет 10—15 % от первоначальной высоты образца. Для предотвращения возможной неправильной центровки образцов по отношению к прилагаемой нагрузке применяемые установки должны быть снабжены шарнирными

шариковыми прокладками. При испытании необходимо соблюдать постоянство скорости наращивания нагрузки: для скальных пород она берется равной 0,5—1,5 МПа/с, а для дисперсных грунтов 0,01—0,05 МПа/с.

По результатам испытаний скальных пород находят величину R_c , которая в дальнейшем может быть использована для классификации этих пород по прочности или непосредственно в расчетах. Ниже приводится классификация пород по прочности на одноосное сжатие, МПа (СНиП II-15-74).

Очень прочные		$R_c > 120$
Прочные	120 \geq	$R_c > 50$
Средней прочности	50 \geq	$R_c > 15$
Малопрочные	15 \geq	$R_c \geq 5$
Полускальные		$R_c < 5$

По соотношению прочности породы в водонасыщенном R_c' и воздушно-сухом R_c'' состоянии рассчитывается коэффициент размягчаемости скальных пород в воде: $K_p = R_c'/R_c''$. При $K_p \geq 0,75$ породы неразмягчаемые, при $K_p \leq 0,75$ — размягчаемые.

По соотношению прочности скальных пород на одноосное сжатие после 25 циклов замораживания (R_c^M) и в воздушно-сухом состоянии можно судить об их морозостойкости: $K_M = R_c^M/R_c''$; породы неморозостойки при $K_M < 0,75$.

По результатам испытаний дисперсных (глинистых и лёссовых) пород на одноосное сжатие ориентировочно оценивают тип их структуры (по характеру структурных связей) и параметры сдвига (φ и c). Тип структуры глинистых и лёссовых пород определяется по величине R_c , характеру деформирования и разрушения породы. Последнее хорошо прослеживается по деформационным графикам (рис. 101, а), полученным при одноосном сжатии. Зная величину R_c и имея деформационный график, можно достаточно определенно получить представление о характере структурных связей в породе и типе ее структуры [31] (табл. 32).

Таблица 32

Определение типа структуры связных дисперсных пород по результатам одноосного сжатия

Тип структуры	R_c , МПа	Характер деформирования	Характер разрушения
Коагуляционный	$< 0,5$	Упругоэластично-вязкий	Пластичный
Переходный	1,5—5	Вязкоупругий	Хрупкий
Смешанный (коагуляционно-цементационный; коагуляционно-переходный и т. д.)	0,3—2	Упруговязкий	Полухрупкий (пластично-хрупкий)

Ориентировочная оценка параметров сдвига по данным одноосного сжатия дисперсных пород проводится по величине R_c и углу скола α , по которому происходит разрушение образца (см. рис. 101, а). Для определения φ и c строится окружность диаметром $D=R_c$ через точку, радиус-вектор которой образует с осью σ угол 2α (см. рис. 101, б). Величины φ и c рассчитываются из следующих соотношений:

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ;$$

$$c = \frac{R_c}{2} \frac{1 - \sin \varphi}{\cos \varphi} = \frac{R_c}{2} \frac{1}{\operatorname{tg} \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right)} = \frac{R_c}{2 \operatorname{tg} \alpha}.$$

Получаемые при этом данные φ и c являются сугубо приближенными, поскольку α для большинства образцов определяется с невысокой точностью. Для глинистых пород с коагуляционной структурой, у которых при разрушении не образуются плоскости скола, подобный расчет полностью исключается.

Определение прочности пород на разрыв. Вторым методом испытания пород на прочность является определение их сопротивления разрыву (R_t), под которым понимается способность породы сопротивляться действию равномерного растягивающего напряжения. Определение прочности на разрыв обычно проводится для скальных пород, а в некоторых случаях и для связных дисперсных пород.

Так же как и величина R_c , прочность на разрыв используется в качестве классификационного и расчетного показателя. Кроме того, по соотношению прочности на одноосное сжатие и на разрыв определяется хрупкость породы: $K_f = R_c/R_t$ (где R_c и R_t — соответственно прочность на одноосное сжатие и на разрыв). Чем выше значение K_f , тем больше хрупкость породы.

Существует несколько методов определения прочности пород на разрыв — это методы одноосного растяжения, раскалывания, соосных пуансонов и изгиба.

Метод одноосного растяжения заключается в том, что образец закрепляют в специальных зажимах и разрушают приложением одноосного растягивающего напряжения. Прочность образца на разрыв определяется по формуле $R_t = P/S$, (где P — разрывающее усилие, при котором происходит разрушение образца; S — площадь сечения образца в плоскости разрыва) и выражается в паскалях.

При проведении испытаний на одноосное растяжение предъявляются следующие требования к форме и размеру образцов: 1) продольный размер образца должен быть достаточно большим, чтобы избежать влияния зон концентраций напряжений в торцевых частях образца на сечение разрыва; 2) равнодействующая внутренних сил должна совпадать с осью внешних растягивающих сил; 3) в местах закрепления образца в испы-

тательной машине концентрация напряжений должна быть сведена до минимума; 4) поверхность образца не должна иметь выколов, надразов, царапин, резких изменений сечения, являющихся концентратами напряжений.

Для выполнения этих требований необходимо изготавливать образцы в виде восьмерок или других сложных форм. Изготовленные образцы крепят в зажимах разрывных машин с применением различных цемента, клеев, эпоксидных смол или механическими способами и производят их разрыв. Подготовка фигурных образцов скальных пород, а также способы их крепления в зажимах разрывных машин достаточно трудоемки, что существенно ограничивает применение этого метода в практике инженерно-геологических исследований. Кроме того, несмотря на тщательность подготовки и проведения опытов, получаемые результаты имеют значительные разбросы, связанные с неоднородностью строения пород и наличием у них внутренних дефектов (трещин, крупных включений и т. д.).

Подготовка образцов дисперсных пород (глинистых и лёссовых) для испытания на одноосное растяжение менее трудоемка. В качестве разрывных устройств при этом может применяться относительно простая гидравлическая система, напоминающая камеру стабилметра, которая позволяет разрывать образец путем его бокового обжатия в узком поперечном зазоре. Однако удовлетворительные результаты при таком разрыве получаются только для связных дисперсных грунтов с переходным и смешанным типом структуры, имеющим хрупкое или пластично-хрупкое разрушение при разрыве.

Метод раскалывания. Ввиду сложности проведения испытаний грунтов на одноосное растяжение существует ряд методов, в которых растягивающие (разрывные) напряжения создаются при сжатии образцов. Наиболее распространенным среди таких методов является метод раскалывания, впервые предложенный М. И. Койфманом в 1933 г., а в 1949 г. теоретически обоснованный Х. Корнейро и с тех пор получивший название «бразильского» метода. Сущность его заключается в раскалывании образца породы соосно расположенными клиньями. Теоретической основой метода является известная задача Г. Герца, согласно которой в большей части объема тонкого кругового диска, сжимаемого двумя сосредоточенными силами, приложенными в диаметрально противоположных точках контура (рис. 102, а), создаются равномерные растягивающие напряжения. Только в участках, непосредственно примыкающих к точкам приложения нагрузки, образец испытывает сжимающее напряжение (см. рис. 102, б). Постоянные по величине растягивающие напряжения, возникающие в плоскости сжимающих усилий и направленные перпендикулярно к этой плоскости, обуславливают разрыв диска по диаметру.

На практике используются различные варианты схемы испытаний на раскалывание, различающиеся формой, размерами

и способом загрузки образцов. Чаще всего применяется раскалывание изготавливаемых из керна цилиндрических образцов путем их сжатия прямым давлением плит пресса, направленным перпендикулярно к образующей керна. Могут применяться образцы любых диаметров. Длина образца изменяется от 1 см до величины, равной диаметру. Одним из важнейших требова-

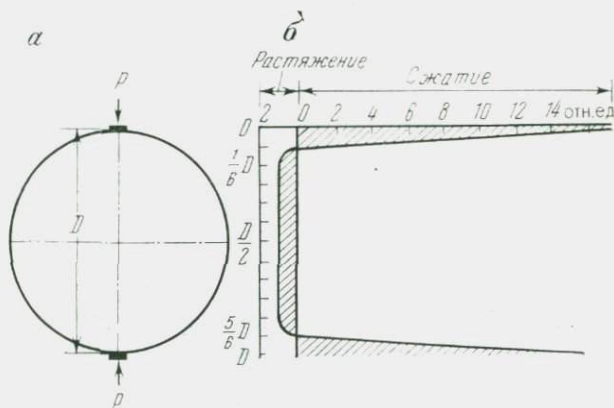


Рис. 102. Схема нагружения кругового диска (а) и эпюра распределения напряжений в диске (б) при определении прочности пород методом раскалывания

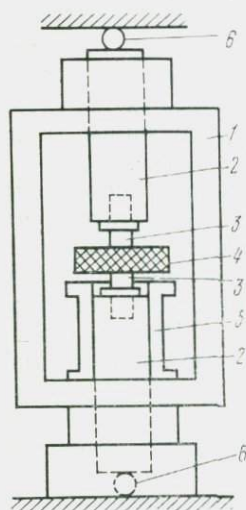


Рис. 103. Схема аксиатора для определения прочности скальных пород на разрыв методом соосных пуансонов:

1 — жесткая рама; 2 — штоки; 3 — сменные пуансоны; 4 — образец породы; 5 — площадка; 6 — шарики для передачи централизованной нагрузки

ний подготовки образца к таким испытаниям является параллельность диаметрально противоположных образующих и высокая чистота поверхности керна. В случае, если керн, из которых готовится образец, изогнут или имеет неровную поверхность, то необходима дополнительная его обработка либо на токарном станке из него вырезается новый образец меньшего диаметра. Раскалывание подготовленного образца проводят любым прессом, обеспечивающим достаточно точное фиксирование нагрузки, при которой порода разрушается. Выбор прессы

для проведения испытаний определяется размерами образцов и ожидаемым сопротивлением породы раскалыванию. Перед испытаниями образец тщательно обмеряют. Скорость передачи нагрузки на образец не должна превышать 0,5—1 МПа/с.

Величину прочности на разрыв рекомендуется рассчитывать по приближенной формуле $R_t = P/F$ (где P — разрушающая нагрузка; F — площадь раскола образца). Ряд исследователей предлагают получаемые значения R_t (особенно для пород невысокой прочности) умножать на коэффициент K , значение которого изменяется от 0,78 до 1.

Применительно к дисперсным грунтам метод раскалывания используется редко. В некоторых случаях его можно применять к глинам и лёссам твердой и полутвердой консистенции, имеющим переходную и смешанную структуры.

Метод соосных пуансонов разработан во ВНИМИ и заключается в определении прочности пород путем разрыва полых образцов давлением изнутри. Для испытаний используются образцы дискообразной формы диаметром от 30 до 100 мм и толщиной 11—12 мм с просверленным в центре отверстием площадью 0,5 или 1,0 см². Отверстие заполняется пластической массой, состоящей из смеси канифоли (75 %) и парафина (25 %), или цилиндрической вставкой из жесткой резины, подогнанной по размеру отверстия. Диск помещается между двумя соосными пуансонами. При нагружении пуансоны сжимают пластическую массу или резиновую вставку, в результате чего на поверхности внутреннего отверстия диска возникает напряжение, разрывающее образец.

Для разрушения диска соосными пуансонами используется приставка к прессу, получившая название аксиатора (рис. 103). Образец породы помещается в аксиаторе соосно с пуансонами, чему и обязан метод своим названием. R_t при испытаниях этим методом рассчитывают по формуле $R_t = P/S$ (где P — разрушающая нагрузка; S — расчетная (приведенная) площадь сечения образца, зависящая от диаметра образца и определяемая по номограмме).

Метод соосных пуансонов может применяться и для образцов произвольной формы. В этом случае диаметр отверстия выбирается исходя из наличия пуансонов, а внешний диаметр образца принимается равным диаметру круга, вписанного в образец. Наилучшие результаты этот метод дает при испытании однородных тонко- и мелкокристаллических скальных пород.

Метод изгиба. В инженерно-геологических исследованиях этот метод применяется значительно реже, чем рассмотренные выше. Он заключается в том, что образец породы, изготовленный в виде прямоугольной балочки с соотношением длины и высоты не менее чем 5:1, разрушается (ломается) путем изгиба. Опыты проводятся по так называемой трех- или четырехточечной схеме. Образец укладывают на две призматические опоры, а в середине пролета нагружают сосредоточенной силой

через одну или две спаренные призмы. При достижении определенной величины внешнего усилия образец разрушается.

Напряженное состояние балки, разрушаемой таким путем, является сложным, выше нейтральной оси в балке возникает сжимающее напряжение, а ниже — растягивающие напряжения. В связи с этим трудно рассчитать величину растягивающих напряжений и определить R_t . Поэтому расчет производят исходя из данных прочности балки на изгиб: $R_b = 6M/bh^2$ (где M — максимальный изгибающий момент; b и h — соответственно ширина и высота образца).

Для перехода от прочности на изгиб к прочности на разрыв применяются экспериментально найденные коэффициенты; $R_t = (1/A)R_b$ (где A — переходный коэффициент). Для бетонов величина A равна 1,7. Для горных пород из-за ограниченного количества опытов точные значения этого коэффициента не установлены.

Определение прочности пород на сдвиг. Наиболее распространенным способом изучения прочностных свойств пород является их испытание на сдвиг, т. е. определение их прочности при смещении одной части породы относительно другой под действием касательных напряжений. Минимальная величина касательных напряжений, при которых происходит разрушение породы, получила название сопротивление сдвигу.

В настоящее время прочность пород на сдвиг оценивается в соответствии с теорией Мора, согласно которой разрушение зависит не от одного вида напряжений (например, нормального или касательного), а от определенного соотношения обоих этих напряжений. Иначе говоря, предельное состояние для любого грунта по теории Мора является функцией нормального σ и касательного τ напряжений и определяется некоторой кривой в плоскости $\sigma - \tau$ (рис. 104). Зависимость $\tau = f(\sigma)$ называется диаграммой сдвига или предельной огибающей Мора. Все напряженные состояния, которые в графическом выражении лежат выше этой кривой, приводят к разрушению грунта. Условием разрушения является касание предельной огибающей кругов Мора, построенных по разности максимального и минимального главных напряжений $\sigma_1 - \sigma_3$ (см. рис. 104). Обычно диаграмма сдвига имеет криволинейный характер, однако для практических целей она может быть аппроксимирована прямой линией (см. рис. 104). Получаемая таким образом прямая описывается уравнением Кулона, которое в наиболее общем виде имеет следующее выражение: $\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c$. Угол внутреннего трения φ и сцепление c , входящие в уравнение, являются основными показателями прочностных свойств грунтов при сдвиге. Значения их могут быть найдены графическим путем из диаграммы сдвига: φ находится по углу наклона диаграммы сдвига к оси абсцисс графика, а сцепление — по величине отрезка оси ординат, отсекаемого диаграммой сдвига (см. рис. 104).

В настоящее время разработано большое число методов и приборов, позволяющих определять прочность пород на сдвиг и оценивать величины φ и c в соответствии с теорией Мора. Среди этих методов наиболее распространенными является срез со сжатием, плоскостной срез, кольцевой срез, срез методом скашивания, срез в условиях трехосного сжатия и вращательный срез. Срез со сжатием применяется для скальных грунтов; плоскостной, кольцевой, вращательный и срез методом скашивания получили наибольшее распространение при изучении дисперсных грунтов, а испытание в условиях трехосного сжатия применяется как для дисперсных, так и для скальных грунтов.

Срез со сжатием является наиболее простым и надежным методом изучения прочности на сдвиг скальных грунтов.

Метод заключается в разрушении образца по определенной плоскости среза при одновременном приложении к нему некоторой сжимающей нагрузки (рис. 105, а). Определение производится на специальных срезных приборах, позволяющих фиксировать плоскость среза и изменять ее положение по отношению к внешнему усилию (угол α), чем достигается изменение величин нормальных и касательных усилий в плоскости среза. Обычно в лабораторной практике применяется срез по плоскостям, расположенным под углами 30, 45 и 60° к вертикали. Для опытов могут быть использованы образцы цилиндрической, призматической или неправильной формы в зависимости от формы матрицы прибора. Для каждого угла среза проводят по несколько опытов и находят величины нормальных и касательных напряжений в момент среза из следующих выражений:

$$\sigma = (P/S) \cdot \sin \alpha; \quad \tau = (P/S) \cdot \cos \alpha,$$

где P — предельная сжимающая нагрузка в момент разрушения; S — площадь среза; α — угол наклона плоскости среза к направлению внешнего усилия.

По среднеарифметическим значениям величин σ и τ для каждого значения угла α строят зависимость $\tau = f(\sigma)$ (см. рис. 105, б), которая и является предельной огибающей Мора, после чего можно определить величины угла внутреннего трения φ и сцепления c .

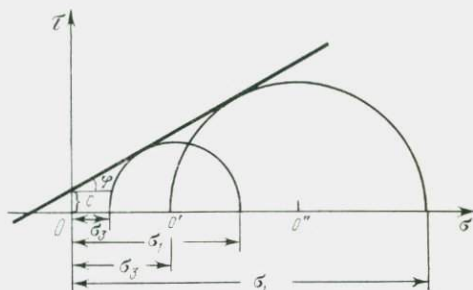


Рис. 104. Предельная огибающая Мора при испытании грунта на сдвиг

Плоскостной срез. Плоскостным срезом называется сдвиг образца по заданной горизонтальной плоскости при определенном нормальном напряжении, действующем на образец. Этот вид испытаний применяется в основном для дисперсных пород: песков, лёссов и глинистых грунтов [4, 26, 28, 46].

Плоскостной срез грунтов осуществляется с помощью сдвигового прибора, позволяющего передавать контролируемое нормальное и сдвиговое напряжения на образец. Сдвиговая камера таких приборов состоит из подвижной верхней и неподвижной нижней обойм (рис. 106), в которых помещается испытываемый образец. Образец уплотняется вертикальной нагрузкой σ ,

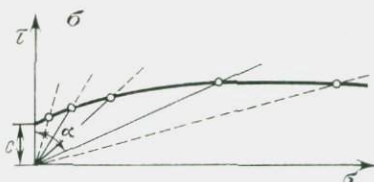
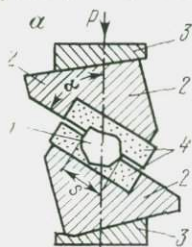


Рис. 105. Схема среза со сжатием скальных пород в наклонных матрицах (а) и график зависимости $\tau=f(\sigma)$ по результатам опыта (б):

1 — образец; 2 — вкладыши; 3 — плиты; 4 — матрицы

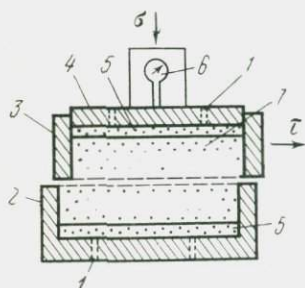


Рис. 106. Схема сдвиговой камеры прибора плоскостного среза грунта:

1 — отверстия для оттока воды; 2 и 3 — корпус обойм сдвиговой камеры (2 — нижней, 3 — верхней); 4 — штамп для передачи нормальной нагрузки; 5 — металлические или керамические фильтры; 6 — датчик вертикальной деформации образца; 7 — образец

приложенной к нему через верхний штамп, а касательное напряжение создается горизонтальным усилием τ , приложенным к образцу через верхнюю или нижнюю обойму. Изменение вертикального размера образца фиксируется индикатором часового типа.

Среди сдвиговых приборов, использующихся в нашей стране для изучения прочности на сдвиг песчано-глинистых пород, наиболее распространен прибор Маслова — Лурье в модификации Гидропроекта (ГПП-30). Прибор позволяет передавать на образец вертикальную нагрузку 1,2 МПа и сдвигающее усилие, равное 1 МПа. Для работы в полевых лабораториях используют прибор плоскостного среза ВСВ-1.

Сдвиг производится на образцах цилиндрической формы. Размер образца при испытании песчано-глинистых пород составляет обычно 71,4 мм по диаметру (40 см² по площади) и 35—50 мм по высоте. При изучении крупнообломочных пород размеры образца должны быть значительно больше. Поэтому

при работе с такими грунтами сдвиг производят в полевых условиях либо на специальных (стендовых) сдвиговых установках с размерами камер 25—30 см по диаметру и до 40 см по высоте.

При подготовке образцов к испытаниям следует обращать внимание на сохранение естественного строения и влажности грунта. С этой целью при отборе монолитов в поле целесообразно применять специальные грунтоносы с секционными вкладышами такого же диаметра, как и камера сдвиговых приборов. Отобранные таким грунтоносом образцы могут быть перенесены в сдвиговой прибор с минимальными изменениями структуры и влажности.

После загрузки образца в сдвиговой прибор к нему прикладывается нормальное напряжение и производится срез путем горизонтального смещения верхней или нижней обоймы сдвиговой камеры относительно другой, жестко закрепленной обоймы. В результате сдвига строится деформационный график, представляющий зависимость сопротивления сдвига грунта от его относительной деформации. Общий вид таких графиков у песков зависит в основном от степени плотности их сложения, а у глинистых грунтов — от типа структуры (характера структурных связей). Предел прочности грунта на сдвиг находится по максимальному значению прочности, фиксируемому при сдвиге.

Для каждого грунта производится несколько сдвигов (не менее трех) при разных значениях нормального напряжения σ . По полученным данным τ , соответствующим каждой взятой нагрузке, строят диаграмму сдвига $\tau = f(\sigma)$. При этом в зависимости от типа грунта характер диаграммы сдвига и получаемые параметры угла внутреннего трения и сцепления могут быть различными. У несвязных (песчаных и крупнообломочных) грунтов диаграмма сдвига аппроксимируется прямой линией, выходящей из начала координат, что свидетельствует об отсутствии (или об очень низком значении) структурного сцепления у этих грунтов. Уравнение Кулона для них имеет простой вид: $\tau = \sigma \tan \varphi$. Только при значительных нормальных напряжениях σ появляется заметное сцепление, обусловленное зацеплением структурных элементов.

Диаграмма сдвига связных дисперсных грунтов (глинистых и лёссовых) имеет другой вид. Предельно огибающая кривая этих грунтов отсекает на оси ординат некоторый отрезок, свидетельствующий о существовании у них структурного сцепления. Уравнение Кулона в этом случае принимает более общий вид: $\tau = \sigma \tan \varphi + c$.

Прочность на сдвиг одного и того же грунта существенно зависит от степени его консолидации до сдвига и скорости сдвига, так как с этим связаны плотность, влажность, поровое давление грунта и развитие реологических процессов в нем. Поэтому важно при лабораторных испытаниях грунтов на сдвиг

выбрать такие схемы испытаний, которые наиболее точно моделировали бы условия будущей работы грунта. В практике инженерно-геологических исследований чаще всего применяются три схемы испытаний дисперсных грунтов на сдвиг: а) неконсолидированный недренированный сдвиг, когда испытание производится сразу же после приложения нормальной нагрузки; сдвиг ведется со скоростью 1—2 мм/мин и заканчивается через 5—10 мин после начала опыта; б) консолидированный недренированный сдвиг, когда испытание начинается после завершения консолидации образца под взятой нормальной нагрузкой; после этого образец сдвигается со скоростью 1—2 мм/мин; в) консолидированный дренированный сдвиг, когда образец полностью консолидируется, а затем медленно сдвигается в течение 2—5 дней. Первые два испытания получили название быстрых сдвигов, а третий — медленного сдвига.

При проведении испытаний водонасыщенных грунтов в режиме быстрого неконсолидированного сдвига сопротивление сдвигу выражается в так называемых эффективных напряжениях, учитывающих наличие порового давления $\sigma' = (\sigma - u_w)$ (где σ' , σ — эффективное нормальное и общее напряжения, передаваемые на грунт; u_w — поровое давление).

В этом случае уравнение Кулона для песчаных и глинистых грунтов соответственно имеют следующий вид:

$$\tau = \sigma' \operatorname{tg} \varphi'; \quad \tau = \sigma' \operatorname{tg} \varphi' + c',$$

где φ' и c' — соответственно эффективный угол внутреннего трения и эффективное сцепление.

Кроме этого, при изысканиях, особенно под гидротехническое строительство, часто проводятся специальные виды сдвиговых испытаний, которые включают: а) сдвиг по заготовленной плоскости — сдвиг по контакту слоев или по плоскостям трещин отдельностей, дающий возможность оценить прочность слоистых или трещиноватых грунтов; б) сдвиг после предварительного уплотнения (или набухания) под проектной нагрузкой, используемый для определения прочности набухающих глин при невысоких проектных нагрузках; в) сдвиг после частичной разгрузки (проводится при нагрузке несколько меньшей той, под которой проводились уплотнение и консолидация грунта); г) испытание глинистых грунтов с нарушенной структурой для оценки прочностных свойств грунтов, укладываемых в дорожные насыпи, ядра плотин и т. д.

Плоскостной срез имеет ряд важных преимуществ по сравнению с другими методами изучения прочности пород на сдвиг. Эти преимущества заключаются в его нетрудоёмкости (по сравнению с методом трехосного сжатия) и оперативности, метод удобен для проведения консолидированного сдвига вследствие быстрого дренажа поровой воды из небольшого по высоте образца, применим для изучения прочности несвязных (сыпучих) грунтов. В то же время плоскостному срезу свойственны не-

достатки, заключающиеся в следующем: а) напряжение, возникающее вдоль плоскости среза, неравномерно; б) в процессе сдвига изменяется площадь его поверхности, что затрудняет точную оценку остаточной прочности глин; в) иногда метод неприменим для проведения недренированного сдвига из-за быстрого дренажа воды; г) плоскость среза предопределяется заранее и может не соответствовать наиболее ослабленной плоскости образца; д) наличие жестких стенок сдвиговой камеры не позволяет образцу расширяться, что не отвечает условиям поведения грунта в основании сооружений.

Метод кольцевого среза отличается от плоскостного тем, что сдвиг производится за счет вращательного (а не по-

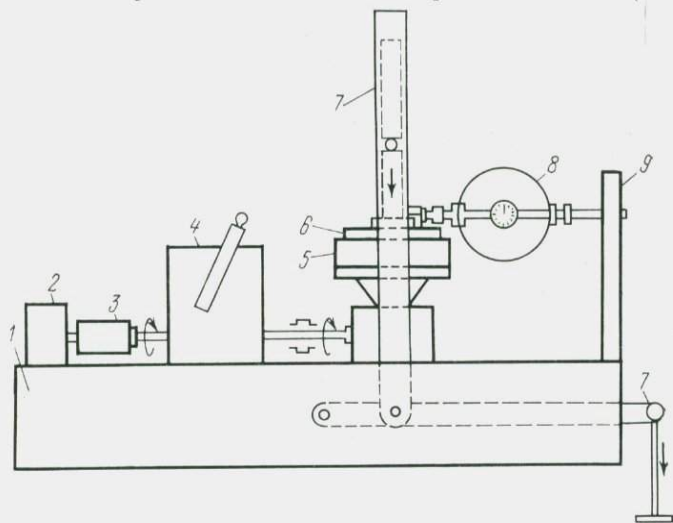


Рис. 107. Схема прибора кольцевого среза:

1 — рама; 2 — электромотор; 3 — фрикцион; 4 — редуктор; 5 — нижняя подвижная часть сдвиговой камеры; 6 — верхняя часть сдвиговой камеры; 7 — рычажное устройство; 8 — динамометр; 9 — стойка рамы прибора

ступательного) перемещения одной части образца относительно другой [28]. Для осуществления такого сдвига применяются специальные установки, позволяющие задавать образцу контролируемые нормальные напряжение и сдвигающий момент. Общая схема одной из таких установок приведена на рис. 107. Сдвиговая камера прибора состоит из двух полых цилиндрических обойм — верхней и нижней внешним диаметром 150 мм и внутренним 100 мм (площадь 100 см²).

Давление на грунт передается через кольцевой штамп. В основании нижней обоймы имеется пористый диск, обеспечивающий дренирование воды из образца. Поскольку ширина образца намного меньше его внешнего диаметра, то считается, что распределение напряжения по ширине образца идет равномерно. Для исключения трения между верхними и нижними

кольцами сдвигающего устройства в процессе опыта между ними устанавливается зазор от 1 до 2 мм с помощью винтов, поднимающих верхнюю обойму. Для предотвращения высыхания водонасыщенных образцов в процессе опыта и для проведения опытов с предварительным замачиванием сдвигающее устройство помещено в плексигласовую ванну, в которую при необходимости наливают воду. Скорость сдвига может изменяться с помощью редуктора в широких пределах. При максимальной скорости образец сдвигается на 90° за 30 мин, а при минимальной 30 500 ч.

Отрезок вырезается в виде отдельных сегментов с помощью специального ножа, позволяющего придавать образцу необходимую конфигурацию, соответствующую полым цилиндрическим обоймам сдвиговой камеры. После загрузки образца к нему прикладывают необходимое нормальное напряжение и производят срез поворотом нижней обоймы относительно фиксированной верхней. При сдвиге регистрируются угол поворота нижней обоймы и напряжение сдвига. Поскольку при кольцевом срезе площадь сдвига остается неизменной, то опыт проводится вплоть до очень больших значений относительных деформаций. Это дает возможность оценивать с помощью такого сдвига не только пиковую прочность τ_{\max} , отвечающую предельной прочности ненарушенной структуры, но и остаточное сопротивление грунта τ_{\min} , характеризующее минимальную прочность предельно разрушенной структуры. Кольцевой сдвиг обычно производится при постоянной скорости деформирования образца. Это обстоятельство делает его удобным для реологических испытаний. Проведя серию испытаний при разных скоростях сдвига (от быстрого сдвига до медленного), можно рассчитать реологические параметры грунта и оценить его длительную прочность.

Сдвиг в условиях трехосного сжатия позволяет наиболее точно моделировать напряженное состояние грунта в основании инженерных сооружений. Этот метод применяется как для скальных, так и для дисперсных грунтов. Особенно широко он применяется при исследованиях песчано-глинистых грунтов.

Для проведения такого сдвига используют приборы трехосного сжатия—стабилометры, описанные в предыдущем разделе. В зависимости от величины максимального давления, создаваемого в камере, все стабилометры подразделяются на три типа: 1) до 0,6 МПа; 2) до 6 МПа; 3) > 6 МПа. Первый тип стабилометров обычно применяется для дисперсных грунтов, а второй и третий—для скальных. К первому типу относятся стабилометр М-2 конструкции Е. П. Медкова и стабилометр Норвежского геотехнического института, а ко второму—стабилометр «Клокхауз».

Для определения сопротивления грунта сдвигу в условиях трехосного сжатия применяется образец цилиндрической

формы (диаметром 30—60 мм и в два раза большей высотой), который покрывают тонкой резиновой оболочкой, помещают в камеру стабилометра и подвергают всестороннему (боковому) обжатию жидкостью ($\sigma_3 = \sigma_2$). Вертикальное сжимающее усилие передается на верхний торец образца при помощи штока.

Определение прочности грунтов на срез при их трехосном сжатии в стабилометрах заключается в равномерном обжатии образца по трем взаимно перпендикулярным направлениям до какого-то определенного напряжения. После этого горизонтальные напряжения σ_3 остаются неизменными, а вертикальное σ_1 снижается ступеньками или, наоборот, постепенно увеличивается вплоть до разрушения образца, которое фиксируется обычно по резкому увеличению осевых деформаций. Кроме того, момент разрушения может фиксироваться визуально через прозрачную боковую стенку сдвиговой камеры прибора.

При разрушении плотных образцов образуется хорошо заметная плоскость сдвига, наклонная к вертикальной оси. Образцы пластичных глинистых и песчаных грунтов приобретают бочкообразную форму. В этом случае за предельное значение прочности принимается напряжение, соответствующее 10—15 % относительной вертикальной деформации образца. Зная величины минимального (бокового) напряжения и максимального (вертикального) напряжения, при которых произошло разрушение образца, можно с помощью построения кругов Мора найти точку на графике, лежащую на предельно огибающей кривой сдвига. Для этого на оси абсцисс откладывают величины $\sigma_3 = \sigma_2$ и σ_1 , затем строят полуокружность с радиусом $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$. Повторив опыт и проведя разрушение образцов при других соотношениях σ_3 и σ_1 , можно получить несколько полуокружностей, касательная к которым будет предельно огибающей кривой сдвига (см. рис. 104).

Испытания в стабилометрах ведутся по открытой или закрытой схеме. Открытая схема моделирует условия, соответствующие медленному росту нагрузки, при котором поровое давление практически успевает рассеиваться. Показатели прочности при этом оказываются наиболее высокими. Закрытая схема испытаний моделирует быстрый рост нагрузки при затрудненной фильтрации. Показатели прочности при этом снижаются. Из всех рассмотренных выше методов трехосное сжатие является единственным позволяющим проводить испытания грунта по закрытой системе, т. е. без оттока воды из образца в процессе опыта. При испытании по второй схеме большое

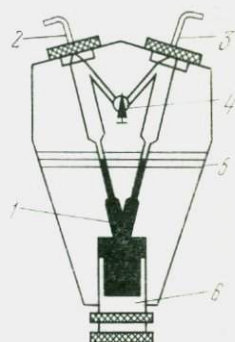


Рис. 108. Схема индикатора порового давления

влияние на показатели прочности оказывает поровое давление. Для его измерения в процессе испытания применяется специальная приставка, состоящая из индикатора давления, винтового поршневого насоса и манометра. Винтовой поршневой насос служит для заполнения системы водой и создания противодействия. Поровое давление фиксируется по индикатору (рис. 108), который представляет V-образную трубку, заполненную ртутью. Одно колено 3 индикатора соединено с образцом, а другое 2 — с винтовым поршневым насосом и манометром. При изменении порового давления ртуть 1 в коленах трубки устанавливается на разных высотах. С помощью поршневого насоса создается противодействие, компенсирующее поровое, т. е. уровень ртути постоянно поддерживается на одной отметке. После компенсации производится отсчет по манометру, который соответствует поровому давлению. Резервуаром ртути служит углубление в винте 6, который вкручивается в нижнюю часть индикатора. При подготовке к испытанию верхние мениски ртути должны быть установлены на уровне горизонтальной линии 5. В верхней части индикатора имеется кран 4, служащий для отключения резервуара со ртутью от общей системы. При наличии данных о поровом давлении результаты испытаний грунта на сдвиг можно представить в эффективных напряжениях.

Метод вращательного среза. При испытании слаболитифицированных водонасыщенных глинистых пород и илов, не содержащих крупных включений, в практике лабораторных исследований широко применяется метод вращательного среза или метод лопастных испытаний. Испытание заключается во вращательном срезе небольшого объема грунта по цилиндрической поверхности с помощью специального наконечника, состоящего из четырех лопастей прямоугольной формы.

Для проведения таких испытаний применяется прибор конструкции английской фирмы «Уикхэм Фарренс», получивший название «микрокрыльчатка». Прибор состоит из рабочего наконечника размером $12,7 \times 12,7$ мм, поворотного устройства, состоящего из рукоятки, измерительной шкалы и пружины. Вертикальное перемещение поворотного устройства вместе с рабочим наконечником осуществляется по двум стойкам с помощью ручки. Крутящий момент при срезе измеряют с помощью сменной пружины, имеющей различную жесткость и предварительно оттарированной. Для испытаний из комплекта пружин выбирается та, которая лучше всего будет отвечать ожидаемой прочности грунта. Необходимо, чтобы величина крутящего момента не превышала предел упругости пружины. В то же время применение слишком жесткой пружины снизит точность измерений. Пружина крепится одним концом на ось крыльчатки жестко относительно наконечника, другим — к поворотному устройству. При проведении измерений по наружной шкале поворотного устройства фиксируется угол поворота на-

конечника в грунте, а по внутренней — угол закручивания пружины.

Испытание грунта проводится прямо в режущем кольце. Для этого наконечник прибора осторожно задавливают в грунт на глубину, равную двум-трем высотам наконечника. Сдвиг производится вращением ручки поворотного устройства прибора со скоростью 1 об/с, что соответствует примерно скорости поворота крыльчатки, равной 10 градус/мин. В процессе опыта через каждые 5—10° снимается отчет по внутренней шкале. По результатам испытаний строится график зависимости крутящего момента от угла поворота крыльчатки (рис. 109). По графику устанавливают максимальный крутящий момент M_{\max} , соответствующий прочности грунта на срез, и крутящий момент после поворота крыльчатки на 90° M_{\min} , характеризующий установившуюся прочность грунта. По величине M_{\max} рассчитывают прочность грунта на сдвиг: $\tau = M_{\max}/B$, где B — постоянная крыльчатки, равная площади цилиндрической поверхности, по которой происходит срез образца, определяемая из выражения $B = \pi(d^2h/2 + d^3/6)$ (d, h — диаметр и высота крыльчатки).

Получаемые микрокрыльчаткой значения τ ближе всего соответ-

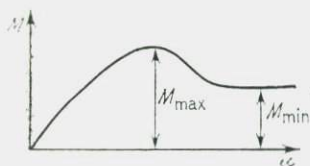


Рис. 109. График зависимости крутящего момента от угла поворота крыльчатки

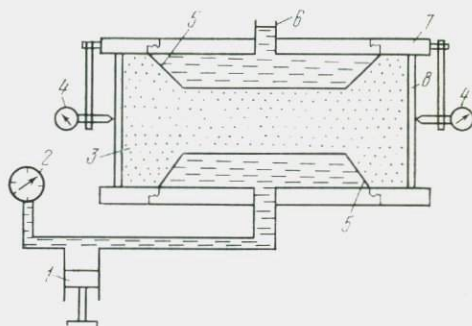


Рис. 110. Схема прибора ОСП-1 конструкции ВСЕГИНГЕО для испытания в условиях сжатия — растяжения

вуют условиям быстрого неконсолидированного сдвига при отсутствии нормальных напряжений.

Испытание на сдвиг в условиях сжатия — растяжения. Этот метод основан на изучении сдвига связного грунта путем последовательного определения его прочности при растяжении (одновременном действии сжатия и растяжения) и сжатии образца. Различные напряженные состояния создаются благодаря использованию разных форм образца и схем загрузки.

Для испытаний применяется прибор ОСП-1 конструкции ВСЕГИНГЕО (рис. 110), состоящий из камеры давления 7, цилиндра давления 1, манометра 2 и индикаторов давления часового типа 4 для измерения деформации образца. Образец 3 помещается внутрь резиновой оболочки 5. Боковое обжатие об-

разца осуществляется пластинами из оргстекла 8, в которые упираются ножки индикаторов. Клапан 6 служит для заполнения камеры рабочей жидкостью. Максимальное боковое давление, развиваемое прибором, равно 0,6 МПа.

Для испытаний применяются образцы диаметром 40 мм и высотой 80 мм, имеющие форму катушки или цилиндра. При испытании таких образцов соотношение главных напряжений (σ_1 и σ_3) связаны с соотношением площадей сечения образца в средней S_c и торцевой S_T частях следующим образом:

$$\frac{\sigma_1}{|\sigma_3|} = \frac{1}{(S_T/S_c) - 1} = \text{tg } \varphi,$$

где σ_1 и σ_3 соответственно сжимающие и растягивающие напряжения.

Отсюда, проводя испытание образцов с различными заранее заданными соотношениями площадей S_T/S_c , можно получить определенные соотношения растягивающих и сжимающих напряжений (σ_1/σ_3).

При $S_T/S_c < 2$ разрушение происходит в основном под действием сжимающих напряжений, при $S_T/S_c > 2$ — под действием растягивающих напряжений, а при $S_T/S_c = 2$ в равной мере будут действовать те и другие напряжения. Таким образом, проводя испытания в различных условиях напряженного состояния, можно получить круги Мора, соответствующие одноосному сжатию, растяжению и одновременного действия сжимающих и растягивающих напряжений с помощью которых в дальнейшем определяются параметры сдвига грунта.

Определение пластической прочности глинистых пород. Под пластической прочностью P_m понимается способность породы сопротивляться погружению в нее металлического наконечника конической формы — конуса. П. А. Ребиндер, который впервые ввел этот показатель, считал, что он характеризуется предельным напряжением сдвига грунта вдоль поверхности конуса при его погружении. В действительности же при погружении конуса идет не только сдвиг, но и уплотнение грунта, что приводит к завышению прочности на сдвиг. Поэтому показатель P_m принято считать как условную величину сопротивления грунта сдвигу.

Определение пластической прочности проводится в основном для глинистых пластичных грунтов, для которых можно считать, что при микропенетрации идет сдвиг грунта вдоль поверхности конуса. Измерение ее проводят прибором МП-2С, снабженным конусным наконечником с углом при вершине 30°. Измерения ведутся на образце естественной плотности и влажности, вырезанном из монолита режущим кольцом. Параллельно определяют плотность и влажность образца. Кольцо с грунтом устанавливают на столик прибора, и с помощью электромотора или вращения ручки маховика прибора заглубляют конус в грунт на глубину 1 см. В процессе заглубления

конуса на самописце или визуально по индикатору фиксируется усилие, передаваемое на конус через силоизмеритель. Подобные операции производят несколько раз. После определения P_m грунта в ненарушенном сложении опыт повторяют для грунта в нарушенном сложении. Для этого грунт вынимают из кольца, тщательно переминают вновь укладывают в кольцо, одновременно уплотняя с тем, чтобы плотность и влажность грунта после его укладки в кольцо были такими же, как у исходного грунта. Повторив замеры, можно найти сопротивление микропенетрации грунта в нарушенном сложении. По полученным данным рассчитывается пластическая прочность грунта: $P_m = K(F/h^2)$ (где K — константа конуса, зависящая от его угла при вершине; при использовании конуса с углом $30^\circ K \approx 1$; F — усилие, приложенное к конусу; h — глубина погружения конуса, соответствующая усилию F).

По результатам нескольких повторных измерений определяют среднее значение P_m в ненарушенном и нарушенном сложениях. Первая величина используется обычно как классификационный показатель и для оценки консистенции грунта, а вторая — для определения структурной прочности породы: $K_{сп} = P_m/P'_m$ (где $K_{сп}$ — показатель структурной прочности, P_m/P'_m — пластическая прочность в ненарушенном и нарушенном сложениях).

10.3. ИЗУЧЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Реологические свойства грунтов проявляются в том случае, когда действие сил определенной величины вызывает в грунте возникновение протекающих во времени необратимых деформаций ползучести и течения. Так, лед и стекло при быстром приложении нагрузки деформируются упруго и хрупко разрушаются, а при медленном приложении нагрузки проявляют ползучесть и текут, как жидкости. Ползучесть скальных грунтов проявляется за многолетние промежутки времени. Для проявления ползучести глин требуются месяцы и годы. Фактор времени является одним из важнейших при рассмотрении самых различных задач о деформировании грунтов под нагрузкой. Этот фактор определяет закономерности развития осадки оснований, уплотнения земляных сооружений (насыпей, грунтовых плотин и пр.), смещения оползневых склонов и откосов и т. п. [4].

Для описания процесса деформирования грунтов применяются феноменологический и физический подходы. При первом подходе описывается зависимость, полученная на основе опытов или натуральных наблюдений, не вскрывающая сущности процессов. Для решения реологических задач с помощью этих зависимостей устанавливается связь между напряжениями, деформациями и временем. При втором подходе делается попытка учета реальных процессов разрушения структуры грунта. Па-

параметры реологических свойств грунтов различны при феноменологическом и физическом подходах.

Для определения реологических параметров грунтов в лабораторных условиях применяют различные методы: одноосное, трехосное сжатие, многоплоскостной сдвиг, «шариковая проба», ротационный вискозиметр и т. д. [4]. Естественно, что методика исследования должна в наибольшей степени моделировать прогнозируемый реологический процесс и позволять определять свойства реальных грунтов в заданном диапазоне давлений и времени их действия. Наиболее известные методики определения реологических параметров грунтов разработаны С. С. Вяловым, Н. Н. Масловым, С. Р. Месчаном, М. Н. Гольдштейном [4, 28]. Основными реологическими процессами являются ползучесть и длительная прочность.

Развитие деформаций во времени проявляется в виде ползучести и свойственно многим грунтам, но особенно отчетливо проявляется при умеренных нагрузках в глинистых грунтах. Для сдвиговых деформаций оно проявляется в виде процесса ползучести, который при небольших напряжениях носит затухающий характер, а при больших — незатухающий, заканчивающийся вязким разрушением. Для объемных деформаций развитие этого процесса во времени проявляется в виде консолидации, обусловленной как отжатием поровой воды и уплотнением в результате перераспределения порового и эффективного давлений в грунте, так и уплотнением при минимальном поровом давлении вследствие медленных смещений структурных элементов грунта относительно друг друга; объемные деформации всегда имеют затухающий характер.

Прочность грунта как функция времени называется длительной прочностью. Для некоторых глин предел длительной прочности снижается до 30 % прочности при быстром загрузении (недренированное испытание). Для реализации длительной прочности глинистых грунтов необходимо достижение определенной критической деформации сдвига.

Изучение реологических свойств пород ведется в двух направлениях. С одной стороны изучается сдвиговая ползучесть, проявляющаяся в виде длительного смещения грунтовых массивов под действием сдвигающих нагрузок. Такие исследования связаны с необходимостью установления долговременной устойчивости напорных плотин, откосов и склонов, подпорных стенок и т. д. С другой стороны, изучается объемная ползучесть пород, проявляющаяся в виде медленной развивающейся под действием всестороннего давления объемных деформаций. Это явление служит причиной длительных осадок сооружений, построенных на глинистых и биогенных водонасыщенных грунтах.

Для прогноза процесса сдвиговой ползучести массива грунта, т. е. длительно протекающей деформации при постоянной нагрузке, необходимо располагать, по физико-технической

теории ползучести, разработанной Н. Н. Масловым, величинами коэффициента вязкости грунта η и порога ползучести τ_{lim} , представляющего собой такое касательное напряжение, ниже которого деформации ползучести являются затухающими, а выше — после стадии затухающей деформации наступает стадия течения.

Величины коэффициента вязкости и порога ползучести могут быть определены в опыте на сдвиг с контролируемой скоростью деформации. Сущность опыта заключается в следующем: цилиндрический образец грунта высотой около 50 мм, заключенный в тонкую резиновую рубашку, поверх которой

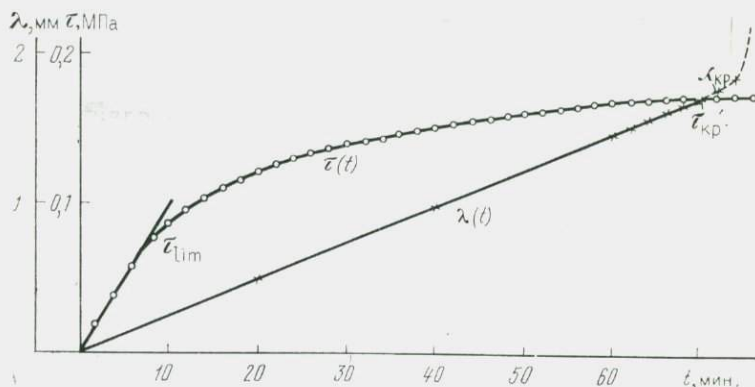


Рис. 111. График для определения порога ползучести τ_{lim} и коэффициента вязкости глинистого грунта при сдвиговом испытании

надеты металлические кольца толщиной 1,5 мм, помещают в сдвиговое устройство, позволяющее прикладывать как вертикальное, так и тангенциальное давление на образец и замерять сдвиговые деформации по высоте сдвигаемого образца. После стабилизации вертикальных деформаций под постоянной нагрузкой задают и поддерживают постоянную скорость сдвига в пределах от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ см/с путем приложения напряжения первоначально 5% от $\tau_{пр}$, затем меньшее. Данные опыта обрабатывают в виде графиков зависимости деформаций сдвига λ от времени и сдвигающего напряжения τ от времени. Для поддержания постоянной скорости сдвиговой деформации сдвигающее напряжение в течение опыта искусственно повышается. При этом в начале опыта сдвигающее напряжение для поддержания постоянной скорости деформации ползучести должно увеличиваться быстрее, чем в конце. В заключительный период опыта грунт ползет при почти постоянном значении сдвигающего напряжения до достижения им критического значения $\tau_{кр}$, когда происходит фактический сдвиг образца при деформации сдвига $\lambda_{кр}$. Величина τ_{lim} определяется по графику $\tau-t$ (рис. 111). Для этого проводят касательную к начальному

участку кривой $\tau-t$. Вторую линию проводят параллельно оси времени t в точке начала медленного роста касательных напряжений, необходимых для поддержания постоянной скорости деформации ползучести. Пересечение этих двух прямых позволяет определить порог ползучести τ_{lim} и время, необходимое для достижения порога ползучести.

Коэффициент вязкости рассчитывается по формуле $\eta = (\Delta\tau/v)D$ (где τ — касательное напряжение; v — скорость смещения, D — мощность деформируемого слоя). Коэффициент вязкости является переменной величиной, так как в процессе опыта происходит некоторое уплотнение и упрочнение грунта.

Определение порога ползучести τ_{lim} глинистых грунтов требует установления зависимости скоростей относительной деформации сдвига $\dot{\gamma}$ от касательного напряжения τ при различных значениях нормального напряжения σ .

В специальной установке многоплоскостного сдвига производится испытание нескольких индентичных образцов под разными вертикальными нагрузками при различных значениях сдвигающих нагрузок. Образец грунта в виде цилиндра высотой 50 мм, заключенный в тонкую резиновую рубашку, поверх которой надеты металлические кольца толщиной 1,5 мм, помещается в сдвиговое устройство, состоящее из основания и штампа. К штампу прикладывается первоначально вертикальное давление и после стабилизации деформаций — сдвигающие нагрузки (ступенями). Величины ступеней сдвигающей нагрузки выбираются в зависимости от сопротивления сдвигу (обычно 10, 20, 40, 60, 80 % от $\tau_{кр}$). Каждая ступень сдвигающей нагрузки передается на образец до достижения некоторой постоянной скорости деформации сдвига ($4 \cdot 10^{-9}$ – $20 \cdot 10^{-9}$ см/с), затем прикладывается следующая ступень и т. д. вплоть до разрушения образца.

Длительность одного опыта может достигать нескольких недель и месяцев в зависимости от природы грунта и действующего давления. Поэтому важно, чтобы опыты проводились в специально оборудованном помещении с постоянной температурой и влажностью при отсутствии даже самых незначительных динамических нагрузок на прибор.

Для предварительных расчетов величина порога ползучести может быть определена по формуле $\tau_{lim} = P \operatorname{tg} \varphi_w + C_c$ (где φ_w — угол внутреннего трения при влажности W ; C_c — структурное сцепление, представляющее необратимую часть общего сцепления грунта).

10.4. ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

При небольших кратковременно действующих нагрузках большинство горных пород ведут себя как упругие тела, т. е. их деформирование происходит в соответствии с законами линейной теории упругости, устанавливающей линейную связь

между напряжениями и деформациями. В частности, при распространении сейсмических волн даже такие заведомо пластичные породы, как глины, ведут себя, как упругие тела. Поведение породы в динамическом режиме можно описать с помощью так называемых динамических упругих параметров.

В инженерной практике динамические упругие характеристики могут быть использованы как сами по себе (для расчета поведения породы под воздействием вибраций от проходящих автомашин, поездов, вследствие вращения роторов динамомашин и электромоторов, при распространении сейсмических волн), так и с целью последующего перерасчета в статические упругие и деформационные характеристики.

Проще всего определить динамические упругие характеристики по значениям скоростей упругих волн, с которыми в однородной изотропной идеально упругой среде они связаны следующими соотношениями:

$$E_d = \frac{v_p^2 \rho (3v_p^2 - 4v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2} = \frac{v_p^2 \rho (1 + \mu)(1 - 2\mu)}{1 - \mu};$$

$$E_d = 2v_s^2 \rho (1 + \mu); \quad G_d = v_s^2 \rho; \quad (10.6)$$

$$\mu_d = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)}, \quad (10.7)$$

где E_d , G_d , μ_d — соответственно модуль продольной упругости Юнга, модуль сдвига и коэффициент поперечного расширения Пуассона; v_p , v_s — скорости распространения продольной и поперечной волн; ρ — плотность породы.

Если наблюдения на образцах ведутся по методике профилирования, то при этом определяют скорости продольной и поверхностной волн. Величина скорости поверхностных волн Релея отличается от входящей в расчетные формулы скорости поперечных волн. Их соотношение определяется из следующего выражения:

$$v_R = \frac{0,87 + 1,12\mu}{1 + \mu} v_s.$$

Поскольку μ может принимать значения от 0 до 0,5, величина v_R/v_s заключена в пределах $0,87 < v_R/v_s < 0,955$. Теоретически величину коэффициента Пуассона можно вычислить по любой паре скоростей (v_p и v_s или v_p и v_R), но так как при наблюдениях на образцах по методике профилирования может быть выделена поверхностная релеевская волна, то и вычисления упругих характеристик ведут по паре скоростей v_p и v_R . Обычно для сокращения времени на расчеты E_d и μ_d используют специальные номограммы (рис. 112). Сперва по величине v_s/v_p или v_R/v_p находят величину коэффициента Пуассона, а затем, задавшись дополнительно значением плотности ρ , по найденному значению коэффициента Пуассона и скорости про-

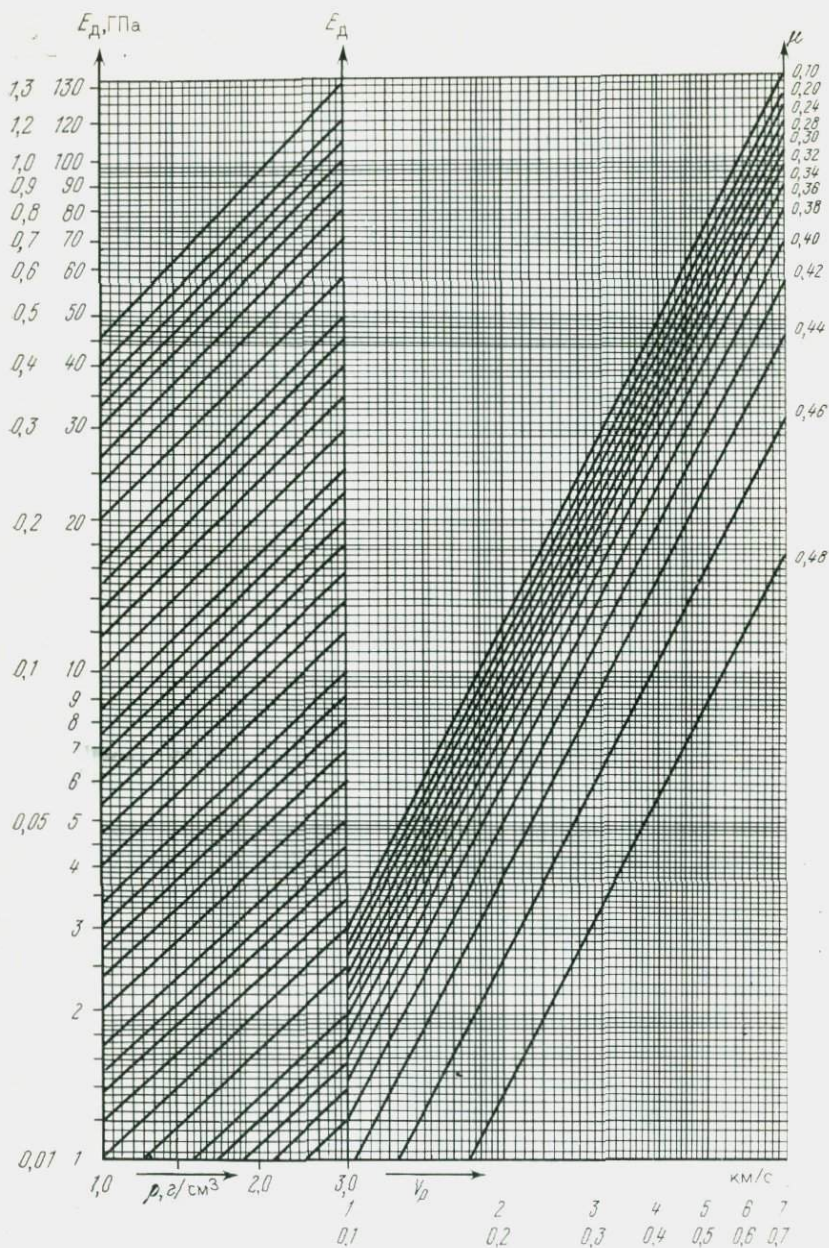


Рис. 112. Номограмма для определения динамического модуля упругости по значениям скорости продольных волн V_p , коэффициента Пуассона μ и плотности ρ породы

дольных волн определяют величину модуля продольной упругости.

Как видно из формулы (10.7), коэффициент Пуассона — величина безразмерная. Если плотность ρ выражена в тоннах на кубический метр, а скорости упругих волн — в метрах на секунду, то значения модуля Юнга E_d или модуля сдвига G_d выражаются в паскалях.

Исходный материал при вычислении динамических упругих параметров — скорости распространения упругих волн. Поэтому точность вычисления упругих параметров в первую очередь определяется ошибками в определении скоростей.

Как видно из формулы (10.7), величина коэффициента Пуассона зависит только от двух параметров — v_p и v_s . Для оценки влияния абсолютных погрешностей определения скоростей Δv_p и Δv_s на вычисленную величину μ можно использовать графики (рис. 113, а) относительных погрешностей вы-

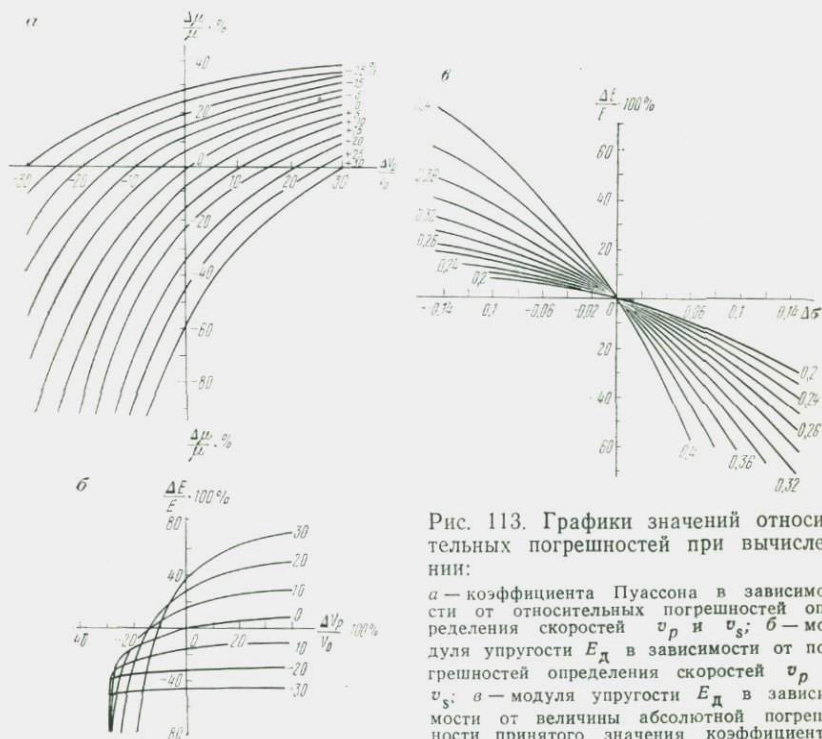


Рис. 113. Графики значений относительных погрешностей при вычислении:

а — коэффициента Пуассона в зависимости от относительных погрешностей определения скоростей v_p и v_s ; б — модуля упругости E_d в зависимости от погрешностей определения скоростей v_p и v_s ; в — модуля упругости E_d в зависимости от величины абсолютной погрешности принятого значения коэффициента Пуассона

численных значений коэффициента Пуассона, рассчитанных по формуле

$$\frac{\Delta \mu}{\mu} = \frac{f(v_p + \Delta v_p, v_s + \Delta v_s) - f(v_p, v_s)}{f(v_p, v_s)}$$

для случая $v_p/v_s=2,0$, (т. е. $\mu=0,33$).

Здесь Δv_p и Δv_s — абсолютные погрешности в определении скоростей продольной и поперечной волн. Как следует из графиков, относительные погрешности в определении коэффициента Пуассона минимальны в тех случаях, когда Δv_p и Δv_s имеют один знак, и максимальны, при отрицательном Δv_p и положительном Δv_s . Так как при лабораторных измерениях скоростей погрешности редко превышают 5%, предельная возможная погрешность в значении коэффициента Пуассона составляет 15%.

Точность определения величины μ зависит также от абсолютного его значения. С уменьшением величины коэффициента Пуассона погрешности $\Delta\mu/\mu$ быстро растут. При рассмотрении графиков $\Delta\mu/\mu=f(\mu)$, рассчитанных по формуле

$$\frac{\Delta\mu}{\mu} = \frac{-2 \frac{\Delta v}{v}}{\left[\frac{1-2v^2+v^4}{v^2(1-v^2)} - 2 \frac{\Delta v}{v} \right] (1-v^2)},$$

для некоторых фиксированных значений $\Delta v/v$ хорошо видно, что погрешность $\Delta\mu/\mu$ быстро растет с уменьшением абсолютной величины коэффициента Пуассона. Так, при истинной величине $\mu=0,2$ погрешность в определении $\Delta v/v$, равная 7%, повлечет за собой погрешность при вычислении μ , равную 35%, т. е. вместо $\mu=0,2$ будет найдено $\mu=0,13$. Следовательно, при малых значениях коэффициента Пуассона определение этого параметра ультразвуковым методом ненадежно. Но, принимая во внимание, что у большинства скальных грунтов преобладают значения $\mu=0,28-0,33$, погрешности определения μ по значениям скоростей не будут превышать 15%.

Точность определения модуля упругости. Поскольку плотность ρ входит в правую часть равенства (10.6) в виде сомножителя, то погрешность вычисленного значения модуля упругости точно равна погрешности принятого значения плотности ρ . Более сложно влияют на значения E_d погрешности в определении скоростей v_p и v_s . Графики, приведенные на рис. 113, б, позволяют оценить относительную погрешность $\Delta E/E$ в зависимости от погрешностей в определении v_p и v_s . Как видно из графиков, большее влияние на величину $\Delta E/E$ оказывают погрешности в определении скорости поперечных волн. Влияние $\Delta v_p/v_p$ на величину $\Delta E/E$ значительно меньше. Исключение составляют отрицательные значения погрешностей $\Delta v_p/v_p$, при которых разность $3v_p^2-4v_s^2$ становится малой величиной. Наибольшие погрешности при вычислении E_d получаются, когда $\Delta v_p/v_p$ отрицательно, а $\Delta v_s/v_s$ положительно или когда $\Delta v_p/v_p$ и $\Delta v_s/v_s$ имеют одинаковые знаки.

Если по тем или иным причинам при наблюдениях опреде-

лена только одна скорость v_p или v_s , то в таком случае модуль упругости можно рассчитать приближенно, задавшись некоторым средним значением коэффициента Пуассона, взятым по аналогии с известными определениями для пород подобного типа.

Величину погрешности при вычислении модуля упругости по скорости продольных волн и приближенному значению коэффициента Пуассона μ можно оценить, пользуясь графиками, приведенными на рис. 113, б, из которых видно, что при постоянной величине абсолютной погрешности $\Delta\mu$ погрешность при вычислении модуля упругости растет с ростом абсолютного значения μ . Кроме того, величина относительной погрешности вычисленного значения E_d значительно меньше для отрицательных погрешностей $\Delta\mu$, т. е. при приближенных вычислениях выгоднее принять несколько заниженное значение μ , чем несколько завышенное.

В заключение следует добавить, что помимо сейсмоакустических методов для изучения деформационных и прочностных свойств пород в динамических условиях в настоящее время применяются различные методы, основанные на использовании внешней механической вибрации различной частоты и амплитуды. Характеристика данных методов применительно к различным дисперсным грунтам приведена в разделе 9.9.

**МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Глава 11

**НАКОПЛЕНИЕ ИНФОРМАЦИИ
ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

**11.1. СТРУКТУРА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ И ЕЕ СВОЙСТВА**

Под инженерно-геологической информацией понимают комплекс сведений о структуре, свойствах и движении литосферы, получаемых в процессе инженерно-геологических работ с целью оценки ее состояния и прогноза взаимодействия с другими средами (атмосферой, поверхностной гидросферой, биосферой), в том числе с искусственной средой.

Инженерно-геологическая информация занимает важное место в хозяйственной деятельности человека. С ее помощью решаются различные задачи, являющиеся по существу задачами оптимизации процессов его взаимодействия с геологической средой. К числу подобных задач принадлежат следующие:

- 1) планирование хозяйственного освоения территории;
- 2) выбор участков строительства сооружений или мест осуществления другой хозяйственной деятельности;
- 3) обеспечение оптимальной компоновки сооружений на выбранном участке (установление мест предполагаемого строительства конкретных сооружений);
- 4) оптимизация проектируемой природно-технической геосистемы (ПТГ), состоящая в оптимизации предполагаемых инженерно-геологических процессов;
- 5) оптимизация работ по строительству сооружений в части процессов их взаимодействия с геологической средой;
- 6) оптимизация управления ПТГ и, следовательно, оптимизация управления процессами взаимодействия ее подсистем «сооружение» и «геологическая среда»;
- 7) оптимизация взаимодействия человека с геологической средой с учетом влияния его хозяйственной деятельности на другие среды (проблема рационального использования и охраны природы).

В зависимости от времени получения различают два вида инженерно-геологической информации: накопленную (ретроспективную) и оперативную. Накопленная информация — это информация, собранная по результатам проведенных ранее геологических работ, содержащаяся в литературе, архивах, в информационно-поисковых системах (ИПС). Оперативную

информацию получают или производят непосредственно в процессе инженерно-геологических работ или научных исследований. Инженерно-геологическая информация является достаточно дорогой (до 2 % от стоимости ПТГ). В последние годы была осознана необходимость всестороннего неоднократного использования накопленной информации и разработки специализированных систем для ее сбора и хранения.

Накопленная и оперативная информация делится на количественную и качественную. Не следует думать, что количественная информация принципиально отличается от качественной. Практически все свойства литосферы можно представить в количественной форме. Однако осуществлять такой перевод качественной информации в количественную не всегда просто и целесообразно. Перевод нередко сопровождается потерей части информации, а кроме того, для решения инженерной задачи часто требуется именно качественная информация (например, данные о генезисе пород или их возрасте). Отношение между качественной и количественной информацией изменяется по мере детализации инженерно-геологических работ. На первых этапах изысканий преобладает качественная информация, а на последующих этапах, в особенности при проведении инженерно-геологических работ на месте посадки сооружения и в ходе его строительства, большое значение приобретает количественная информация.

В зависимости от числа проведенных в разное время наблюдений инженерно-геологическую информацию можно разделить на сингулярную и режимную. Сингулярная инженерно-геологическая информация — это сведения о структуре и свойствах литосферы, о проявлениях экзогенных геологических процессов (ЭГП) на момент проведения инженерно-геологических работ. Сингулярную информацию получают в процессе инженерно-геологической съемки, разведки и других разовых (сингулярных) работ. Информация режимного характера включает сведения о состояниях исследуемого объема литосферы в различные моменты времени. Таким образом, режимная информация — это сведения об изменении структуры и свойств литосферы, об экзогенных геологических процессах. Такую информацию можно получить только в ходе наблюдений за режимом движения литосферы (например, за режимом перестроения берега водохранилища, осадки сооружения и т. п.).

По форме представления инженерно-геологическая информация делится на: а) описательную (текстовая часть отчетов, заключений); б) графическую (карты, разрезы, графики, номограммы); в) цифровую (показатели свойств литосферы, параметры состояния ИГС и пр.); г) аналитическую (аналитические выражения взаимосвязи свойств горных пород и подземных вод, ЭГП, функции и поля геологических параметров по координатам пространства и по времени).

Инженерно-геологическую информацию характеризуют такие ее свойства, как полнота, количество (объем) и качество.

Под полнотой инженерно-геологической информации следует понимать степень охвата ею свойств литосферы — компонентов инженерно-геологических условий и ЭГП, необходимых для решения инженерной задачи при проектировании, строительстве и эксплуатации ПТГ. Информацию можно считать полной по списку свойств литосферы, если она содержит сведения о наборе всех свойств литосферы и данных о ее движении, необходимые и достаточные для решения инженерной задачи; неполной, если перечень свойств литосферы и данных о ее движении меньше набора свойств, необходимого и достаточного для решения инженерной задачи, и избыточной, если набор свойств литосферы и данных о ее движении превышает их комплекс, необходимый для решения инженерной задачи. Понятно, что одна и та же информация может быть полной или неполной по списку свойств в зависимости от цели ее использования. Например, инженерно-геологическую информацию, не содержащую сведений о геоморфологической структуре поверхности, следует признать неполной по списку свойств, если она предназначена для проектирования линейного наземного сооружения (дороги, трубопроводы). Та же информация может оказаться полной по списку свойств, если она используется для обоснования проекта какого-либо подземного сооружения.

Важнейшим свойством инженерно-геологической информации является ее количество. Задача оценки количества информации в теории информации не считается полностью решенной. Количество информации подсчитывают по формуле, предложенной К. Шенноном. Для этих целей используется понятие энтропии. Следует подчеркнуть, что шенноновская энтропия есть мера неопределенности наших знаний о системе. Она зависит от распределения вероятностей некоторой случайной величины, а не от нее самой. С инженерно-геологической точки зрения более важно уметь получать не формальную меру количества информации, равную величине энтропии, а такую ее оценку, которая учитывала бы качественную структуру информации и ее ценность. Интересная попытка выйти за рамки теории К. Шеннона и дать количественную меру ценности информации была предпринята А. А. Харкевичем. Однако она, к сожалению, не была доведена до конца. Вместе с тем следует подчеркнуть, что оценку информации, подсчитываемую по формуле К. Шеннона, можно использовать для решения задач оптимизации управления ПТГ, а также при прогнозе ее функционирования.

С количеством информации непосредственно связана и такая категория, как качество. Под качеством инженерно-геологической информации следует понимать ее надежность и точность. Проблема оценки точности и надежности инженер-

но-геологической информации находится в начальной стадии разработки. Из числа наиболее важных компонентов инженерно-геологических условий можно выделить, пожалуй, только показатели физико-механических свойств грунтов, для которых аспект точности и надежности в какой-то мере нашел отражение в СНиПах. Г. К. Бондариком и М. И. Горальчук частично разработаны способы проведения границ геологических тел с заданной точностью и доверительной вероятностью. Надежность и точность оценки других компонентов инженерно-геологических условий, несмотря на их актуальность, остаются, к сожалению, вне поля зрения специалистов. Научное обоснование и регламентация этих вопросов могут дать в масштабе страны ощутимый экономический эффект, так как надежность и точность данных связаны с количеством инженерно-геологической информации, а через него с объемами работ и способами их проведения. На сегодняшний день в соответствии с действующими нормативными документами регламентируются следующие требования к надежности (доверительной вероятности) инженерно-геологической информации, представляемой на различных этапах проектирования (технический проект, рабочие чертежи или технорабочий проект): при расчетах оснований по несущей способности 0,95 и при расчетах по деформации 0,85. При расчетах мостов и труб доверительный уровень информации принимается соответственно 0,98 и 0,90; гидротехнических сооружений 0,95, а сооружений I и II классов капитальности — 0,99.

11.2. МЕТОДЫ НАКОПЛЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ

Вопросы накопления, хранения и обработки инженерно-геологической информации приобретают в настоящее время все большее значение. Это определяется:

— постоянным увеличением потока информации в условиях научно-технического прогресса, ростом ее разнообразия в связи с открытием новых явлений, возникновением смежных дисциплин, становлением идей о многофакторности и всеобщей взаимосвязи явлений;

— увеличением ценности фондовых и архивных материалов в связи с необходимостью их неоднократного использования при обосновании долгосрочных инженерно-геологических прогнозов (например, переработки берегов водохранилищ, осадки инженерных сооружений, изменения окружающей среды и т. д.);

— повышением требований к точности, скорости и надежности инженерно-геологических прогнозов, а также изменением масштаба стоящих перед инженерной геологией задач, связанных с народнохозяйственным освоением обширных территорий Западной Сибири, Дальнего Востока и т. д.

Накопление информации осуществляется при всех видах инженерно-геологических исследований, но разработка специальных приемов ее хранения и обработки началась сравнительно недавно. На практике для этих целей традиционно используются различные формы документации: карты, разрезы, дневники, схемы, снимки, таблицы и т. д. Основным недостатком традиционных средств накопления информации заключается в том, что они весьма трудоемки в работе, требуют много места для хранения и не обеспечивают единообразия собираемого материала. Последнее свойство становится особенно важным при обобщении результатов многолетних наблюдений или результатов исследований в пределах крупных регионов.

Разработанный позже метод фиксации наблюдений на базе стандартизованных карточек и блокнотов лишен отмеченных недостатков, так как предусматривает запись всех наблюдений по единой системе, что значительно облегчает количественную обработку и сведение воедино всех материалов. Однако и он не в полной мере отвечает современным требованиям к накоплению и обработке информации.

В качестве главного недостатка карточно-блокнотного способа фиксации наблюдений надо отметить его непригодность для переработки накопленной информации с помощью современных средств автоматизации и вычислительной техники, а также ограниченные возможности систематизации материала по большому числу признаков.

В середине 50-х годов в инженерной геологии был выполнен ряд специальных исследований, направленных на внедрение вероятностно-статистических методов и ЭВМ в целях обработки инженерно-геологической информации, а также на разработку методов ее накопления и хранения. В частности, были предприняты первые попытки создания так называемых информационно-поисковых систем (ИПС). К числу наиболее важных исследований этого периода следует отнести работы Н. Н. Маслова, Н. В. Коломенского, Г. К. Бондарика, И. С. Комарова по применению методов математической статистики в инженерной геологии, разработке макетов перфокарт для накопления информации о свойствах горных пород и фиксации наблюдений при инженерно-геологических съемках.

Систематически и наиболее полно вопросы методики накопления и обработки информации при инженерно-геологических исследованиях, а также принципы создания информационно-поисковых систем для этих целей изложены в работе И. С. Комарова [20].

Практический опыт работы показывает, что наиболее эффективными методами накопления инженерно-геологической информации являются методы, основанные на унифицированных приемах фиксации наблюдений с помощью перфокарт ручной и машинной сортировки. Они обеспечивают достаточную полноту и однородность собираемого материала, быстроту и

многоаспектность его обработки, а также возможность оперативного обмена необходимыми сведениями между различными заинтересованными организациями.

ИПС на базе перфокарт ручной сортировки обычно применяют для сбора инженерно-геологической информации в масштабе отдельных партий и экспедиций, а на машинной основе — в рамках более крупных производственных подразделений.

Независимо от целевого назначения информационно-поисковая система включает в себя три обязательные части:

— фонд или банк данных;

— технические средства обработки информации или техническое обеспечение ИПС;

— методическое и математическое обеспечение.

Банк данных представляет собой определенный объем инженерно-геологической информации, зафиксированной тем или иным способом на так называемых носителях информации (перфокартах, лентах, магнитных дисках, барабанах и т. д.). В зависимости от способа обработки информации различают машинные носители и носители ручной сортировки. В качестве носителей ручной сортировки обычно применяют стандартные карты К-4, К-5 и К-6 с двухрядной перфорацией по краям, которые выпускаются отечественной промышленностью и отличаются друг от друга лишь форматом (297×207, 207×147 и 147×105 мм соответственно). Иногда в целях накопления информации используются апертурные карты с вырезом прямоугольной формы в центральной части, в которое может помещаться негатив или прозрачная пленка с необходимыми графиками или рисунками. Предварительно закодированная информация заносится на перфокарту в виде комбинаций из мелких и глубоких вырезов по ее краям. Одновременно информация может фиксироваться на свободном поле в центральной части перфокарты, предварительно разбитом на квадраты, пронумерованные в определенном порядке. В целях кодировки используют коды или ключи. Наиболее употребительными являются прямой ключ, а также комбинационные ключи: суммирующий десятичный 1—2—4—7, пирамидальный (координатный) и тройной [20].

Перфокарты с нанесенной на них информацией складываются в специальный селекторный ящик и обрабатываются вручную с помощью набора спиц.

Носители информации для машинной обработки более разнообразны. Это перфокарты, перфорационные и магнитные ленты, магнитные барабаны и диски.

Техническое обеспечение информационно-поисковой системы представляет собой набор технических средств, с помощью которых осуществляются все операции с информацией — ее ввод, хранение, обработка и вывод. Для ИПС на основе перфокарт ручной сортировки техническое обеспечение

ние ограничивается комплектом спиц, селекторным ящиком и специальными щипцами для пробивки отверстий на картах.

В техническое обеспечение ИПС на базе машинных носителей входит ЭВМ, а также многочисленные периферийные устройства для подготовки перфокарт, перевода информации на магнитные барабаны, распечатки результатов обработки на бумажной ленте: графопостроители различного рода, устройства типа «Видеотон» для работы в диалоговом режиме, табуляторы, сортировальные машины и т. д.

Под методическим и математическим обеспечением ИПС понимают всю совокупность описаний структуры ИПС, инструкции, регламентирующие правила работы

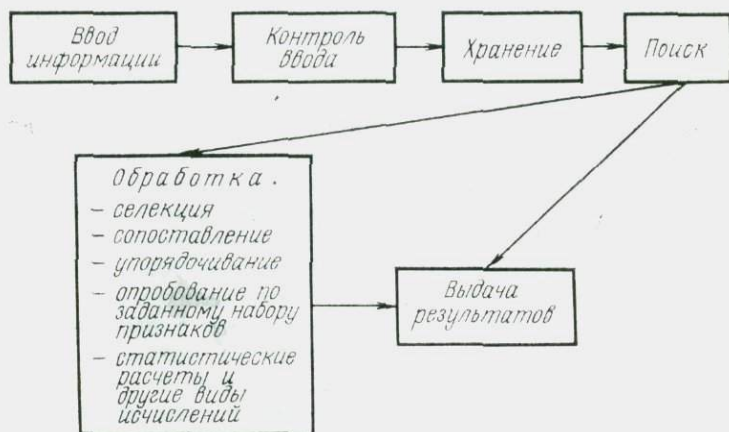


Рис. 114. Типовая функциональная схема ИПС на машинной основе

с поисковой системой, методические руководства по подготовке, свертыванию и селекции информации, а также описания математических алгоритмов, на основе которых может проводиться ее обработка.

Под обработкой инженерно-геологической информации понимают все преобразования, связанные с перемещением, упорядочиванием или селекцией отдельных ее частей, операции опробования информационного массива по определенному набору признаков, а также всевозможные вычисления, осуществляемые с различными целями.

На рис. 114 приведена типовая функциональная схема ИПС на машинной основе, отражающая последовательность основных операций с инженерно-геологической информацией.

Хорошо организованная ИПС должна обладать определенными качествами, главными из которых являются: 1) универсальность, т. е. возможность ввода и вывода информации

в любом порядке и в произвольной форме (в числовой, графической, в виде текстовых описаний); 2) достаточная емкость банка данных и быстрота выполнения всех операций; 3) «интеллектуальность» или наличие широкого диапазона управляющих и рабочих программ, обеспечивающих большую гибкость в обработке информации; 4) возможность длительного хранения информации.

Организацию ИПС проводят последовательно, в несколько этапов.

Прежде всего с учетом запросов предполагаемых потребителей определяются целевое назначение ИПС, а также характер и объем информации, предназначенной для накопления. Обычно ИПС, особенно на основе машинных носителей информации, рассчитывается на достаточно длительный промежуток времени. Общая структура ИПС совершенствуется в дальнейшем, но в основных своих чертах остается неизменной в течение всего периода действия. В зависимости от содержания собираемой информации различают ИПС трех типов: 1) библиографические, создаваемые для упрощения поисков литературы по тому или иному вопросу; 2) справочные, применяемые для постоянного использования материалов определенного объема; 3) фактографические, предназначенные для сбора и систематизации разнообразной информации, получаемой в процессе инженерно-геологических исследований, в ходе лабораторных полевых испытаний и т. д. Фактографические ИПС наиболее важны для инженерной геологии.

На следующем этапе устанавливаются основные разделы накапливаемой информации, проводятся ее группировка, рубрикация и составление списка так называемых дескрипторов, т. е. «ключевых слов», соответствующих этим разделам. Необходимо, чтобы список дескрипторов достаточно полно и детально с учетом возможного расширения ИПС охватывал весь диапазон собираемой информации. Вместе с тем излишнее ее дробление нецелесообразно, так как это усложняет процедуру систематизации и поиска необходимых сведений.

Выполненная рубрикация должна отвечать общепринятой терминологии и согласоваться с существующими в данной области инженерной геологии классификациями и нормативными документами.

Чтобы избежать разночтения терминов, применяемых в качестве дескрипторов, используются специальные обращенные словари — тезаурусы, где в отличие от обычного словаря вначале дается понятие, а затем приводятся слова и термины, служащие для их обозначения.

Для простоты пользования дескрипторы внутри тезауруса лучше располагать в алфавитном порядке или в соответствии с какой-либо другой логической системой.

Совокупность дескрипторов образует так называемый «информационный образ» исследуемого геологического объекта.

После разработки «информационного образа», сложность которого зависит от числа используемых дескрипторов, приступают к выбору носителей информации и способов ее кодирования. Это весьма важный этап в создании ИПС, который во многом определяет эффективность ее функционирования (возможности накопления, хранения, многоаспектного поиска и сортировки информации).

Если объем предполагаемой для накопления информации незначителен и информационно-поисковая система организуется в рамках небольшого производственного подразделения, партии или экспедиции, в качестве средства накопления сведений целесообразно использовать карты для ручной сортировки с двухрядной краевой перфорацией (например, К-5), не требующие привлечения сложных приспособлений для сортировки и достаточно простые в обращении. Как показывает практический опыт, на основе перфокарт такого типа были разработаны и успешно используются в целях камеральной обработки материалов инженерно-геологических исследований ИПС, имеющие банк данных с объемом информации в 5—10 тыс. перфокарт. При объеме информации от 10 до 30 тыс. перфокарт возникает необходимость применения сортировальных машин, а при еще более значительных объемах — электронно-вычислительной техники и соответствующих машинных носителей информации.

Параллельно с выбором наиболее подходящих носителей информации решается вопрос о способах ее кодирования. Отмеченные аспекты в организации ИПС тесно связаны между собой, так как выбор носителя во многом определяет способы кодирования. Например, в случае носителей ручного обращения выбор способа кодирования сводится к определению оптимальной комбинации прямого и комбинационного кодов в зависимости от характера информации. Прямой код характеризуется простотой в работе, отсутствием «информационного шума», но обладает сравнительно небольшой емкостью. Комбинационные ключи, наоборот, позволяют зафиксировать значительно больший объем информации, но в то же время более сложны в обращении и трудоемки.

Подбирается такая комбинация приемов кодирования, чтобы поиск, ввод и вывод наиболее часто используемой информации мог осуществляться достаточно оперативно.

В случае машинных носителей информации связь между характером носителя, организационной структурой ИПС и особенностями ее функционирования не менее тесная. Так, например, фиксация инженерно-геологической информации на магнитных лентах предопределяет способы ее ввода и вывода. В этом случае, как правило, используется последовательная процедура ввода и вывода, так как поиск необходимых сведений на том или ином участке ленты технически может осуществляться только путем перемотки, в ходе которой происходит считывание всей предшествующей информации. В этом отно-

шении магнитные диски и барабаны являются более совершенными носителями, допускающими непосредственное обращение к любой зоне фиксации интересующей исследователя информации, без последовательного ее считывания.

В современных ИПС в зависимости от целей и задач, которые ставятся перед ней, используется несколько различных систем адресации, в том числе последовательная прямая, последовательная индексированная, цепная и т. д.

Заключительный этап в создании информационно-поисковой системы сводится к составлению общей функциональной схемы ее работы и написанию соответствующих инструкций, методических рекомендаций и правил. При разработке ИПС на базе носителей ручной сортировки на заключительном этапе составляются макеты перфокарт по отдельным разделам информации с описанием схемы ее размещения на карте, расшифровкой используемых кодов и изображением соответствующих трафаретов.

Глава 12

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ПРИМЕНЕНИЯ ЭВМ И МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

12.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Начало широкого применения математических, в частности статистических, методов в инженерной геологии связано с появлением первых поколений электронно-вычислительных машин, которые в середине 60-х годов имелись в распоряжении многих научно-исследовательских и производственных организаций, проводивших инженерно-геологические исследования.

Представления о возможностях и эффективности математических приемов, о сфере их приложения менялись во времени, и вплоть до сегодняшнего дня среди специалистов и инженеров-геологов не выработано единого подхода к этой проблеме. Одним из наиболее распространенных является представление о том, что математика как наука о количественных отношениях в окружающем мире может служить средством решения весьма ограниченного круга инженерно-геологических задач. Причины этого положения обычно связывают со сложностью изучаемых объектов и процессов, наличием полуколичественной и качественной информации, неоднозначностью принятых на практике классификаций и сложностью формализации геологических представлений. При этом нередко математические методы рассматривают как альтернативу традиционным качественным методам решения инженерно-геологических задач.

Другая менее пессимистическая оценка математики в инженерной геологии несколько расширяет область ее приложения. В соответствии с этими представлениями математическими средствами могут быть описаны не только количественные, но и качественные отношения. И, наконец, есть мнение, принадлежащее сторонникам всемерной математизации инженерной геологии, которые рассматривают математику как универсальный инструмент для решения всех без исключения геологических проблем, но при обязательном условии предварительной формализации понятийной базы инженерной геологии.

Нередко даже сам факт использования математических приемов и ЭВМ при этом выставляется как свидетельство научности и ценности полученных результатов. По-видимому, фетишизация математики как средства решения научных задач так же неоправдана, как и отрицание возможности и необходимости ее использования на всех уровнях инженерно-геологических исследований. Нужно констатировать, что математические методы и электронно-вычислительная техника на современном этапе играют весьма важную роль в инженерной геологии и прочно вошли в практику исследований. Они являются одним из рычагов повышения эффективности инженерно-геологических работ, средством, позволяющим осуществлять инженерно-геологическое прогнозирование с большей надежностью, в более сжатые сроки и с меньшими затратами труда.

Вместе с тем следует отметить, что использование математических приемов в инженерной геологии носит и должно носить вспомогательный характер. В соответствии со взглядами, изложенными по этому вопросу в общегеологической методологической литературе, любая математическая система ничего не говорит о свойствах окружающего мира, а является лишь языком, который служит для описания изучаемых объектов и процессов. По-видимому, эта точка зрения справедлива и для инженерной геологии. Математика, как и другие средства описания исследуемых явлений, обладает своими преимуществами и недостатками. С одной стороны, строгий формализм и высокая мера абстракции математического языка способствуют строгой постановке и решению инженерно-геологических задач, позволяют получить более точные и надежные результаты, допускают широкое применение средств автоматизации и вычислительной техники; с другой — использование математических приемов базируется на результатах определенной конструктивизации и схематизации изучаемых явлений. В силу ряда субъективных и объективных причин такая схематизация не всегда может быть выполнена достаточно корректно. В итоге, погрешности, которые допускаются при составлении модели природного процесса или явления, неточности в оценке исходных параметров на базе модельных представлений могут на несколько порядков превышать точность используемых в дальнейшем математических приемов решения инженерно-геологиче-

ских задач. Нередко это служит основанием для негативного отношения к количественным методам инженерно-геологического прогноза. Эту позицию нельзя признать правильной, так как независимо от методов описания, которые могут носить как качественный, так и количественный характер, в практике всегда имеют место определенная схематизация и упрощение изучаемых явлений. Таким образом, сами по себе математические средства решения задач и приемы обработки инженерно-геологической информации не создают никаких предпосылок для возникновения ошибочных результатов.

Основная проблема приложения математических методов в инженерной геологии как раз и заключается в разработке таких схем и моделей, которые, с одной стороны, достаточно полно и правильно отражают особенности изучаемых явлений, а с другой — являются в меру простыми для использования соответствующего математического аппарата при решении инженерно-геологических задач.

Математические методы нельзя рассматривать в качестве альтернативы традиционным качественным приемам проведения инженерно-геологических исследований. В этом аспекте рациональное сочетание количественных и качественных методов на всех этапах инженерно-геологических исследований следует признать одной из наиболее важных методических задач. Можно с уверенностью сказать, что по мере развития становления инженерной геологии как науки, по мере совершенствования ее концептуально-понятийной базы математические методы решения задач и методы машинной обработки инженерно-геологической информации будут все шире применяться на практике, но при этом никогда не заменят традиционных качественных приемов описания.

12.2. ТИПЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ И МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ИХ РЕШЕНИЯ

Под математическими методами обработки инженерно-геологической информации обычно понимают широкий спектр количественных и качественных преобразований различного рода данных, сведений и экспериментальных результатов, осуществляемых с целью решения инженерно-геологических задач. По-видимому, к методам математической обработки следует также отнести операции, осуществляемые с информацией при ее накоплении и хранении в целях дальнейшего использования.

Как отмечалось, при решении инженерно-геологических задач математическими методами используется так называемый модельный подход. Сначала исследуемый объект или процесс схематизируется, упрощается, приводится к той или иной модели, а затем проводится формально-математическое решение задачи. Это утверждение остается справедливым и в отношении

задач накопления и хранения информации, так как при этом осуществляются ее свертка, кодирование и приведение к виду, удобному для математической обработки. Результаты преобразований или вычислений в дальнейшем анализируются и интерпретируются с геологических позиций.

В силу большой сложности и многообразия природных геологических систем математическая постановка инженерно-геологических задач и их формализация не всегда возможны. В этом плане все инженерно-геологические задачи принято подразделять на три группы [20]:

— полностью алгоритмизируемые, т. е. такие, для которых могут быть даны математическая постановка и правила решения;

— частично допускающие составление алгоритма, т. е. задачи, где наряду с обязательным элементом творческого неформального подхода на конечной расчетной стадии могут быть использованы математические приемы;

— задачи, которые по тем или иным причинам не могут быть алгоритмированы.

Наиболее существенное значение для инженерной геологии имеют задачи второго типа. Они наиболее часто встречаются в практике инженерно-геологических исследований. В качестве примера можно отметить задачу по определению осадки сооружения или расчету системы опробования для неоднородной грунтовой толщи. На первом этапе для получения корректных результатов необходимо в пределах всей толщи выделить однородные с инженерно-геологической точки зрения тела, т. е. расчленить ее на инженерно-геологические элементы, привести к модельному виду. Такое выделение обычно проводится визуально с использованием структурной информации и без привлечения математических приемов. На втором этапе результаты расчленения можно проверить с помощью более строгих количественных критериев. Дальнейшее решение задачи, т. е. оценка осадки сооружения или определение необходимого числа проб для получения обобщенных характеристик грунта в пределах каждого инженерно-геологического элемента может быть выполнено на основе известных алгоритмов машинным способом.

В инженерной геологии используются различные типы математических моделей, каждая из которых характеризуется своими специфическими особенностями и приемами математического описания изучаемых объектов или явлений. Вид модели зависит не только от характера объектов исследования, но и от стоящих перед инженером-геологом задач.

Прежде всего следует различать два важнейших класса математических моделей; детерминированные и вероятностные.

Детерминированные модели предполагают представление изучаемого феномена с помощью детерминированных

функций, которые удовлетворяют условию однозначности, т. е. когда каждому значению аргумента поставлено в соответствие только одно значение функции. Различные виды детерминированных моделей с успехом применяются для решения инженерно-геологических задач в области механики грунтов, при расчете деформаций, напряженного состояния и устойчивости массивов горных пород; в технической мелиорации для описания явлений массопереноса при закреплении грунтов различными растворами; в региональной инженерной геологии с целью отражения закономерностей изменения свойств грунтов в пространстве, путем построения различного рода карт в изолиниях. Аппарат детерминированной математики широко применяется в грунтоведении при пересчетах одних показателей свойства грунта через другие, однозначно связанными с первыми определенными соотношениями.

Вероятностные модели основаны на использовании понятий и аппарата теории вероятностей. При этом показатели свойств грунта, параметры, описывающие их состояние или динамику развития различных инженерно-геологических процессов, рассматриваются как случайные величины с тем или иным законом распределения.

Среди вероятностных математических моделей выделяются два основных типа: 1) модель, базирующаяся на теории случайных функций; 2) модель, использующая статистику независимых случайных величин.

Первая из них обычно применяется при описании пространственной или временной изменчивости показателей состава, состояния и свойств грунта, а также при расчетах систем инженерно-геологического опробования. В общем случае она предполагает, что каждому значению аргумента функции, т. е. пространственной или временной координате, соответствует определенный закон распределения изучаемых показателей с числовыми параметрами, которые также меняются от одной точки к другой.

Применение модели этого типа в общем виде связано с большими сложностями, так как для оценки числовых параметров случайной функции требуется большое число определений показателя. Поэтому возникает необходимость введения некоторых упрощений, например, допущения о стационарности случайной функции, смысл которого сводится к предположению, что ее моменты, в частности дисперсия и ковариация, не зависят от пространственной координаты или зависят от разности пространственных координат. Принятые допущения упрощают математическую постановку задачи и оценку числовых характеристик случайной функции, но, с другой стороны, приводят к возникновению так называемых ошибок схематизации, т. е. погрешностей, связанных с неполнотой и неточностью отражения реального объекта на модели.

Оценка величины такого рода погрешностей представляет

весьма сложную задачу, методы решения которой в настоящее время разработаны еще недостаточно.

Второй тип вероятностной модели, использующий статистику независимых случайных величин, значительно шире применяется в инженерной геологии. Практически все методы, связанные со статистической обработкой инженерно-геологической информации, базируются на модели независимых случайных величин. Основное ее достоинство заключается в простоте и отсутствии жестких требований к экспериментальному материалу. Главными из них являются [20]: 1) однородность используемого опытного материала; 2) независимость отдельных значений показателей друг от друга; 3) независимость значений показателя от пространственных координат. Кроме того, весьма существенно, что модель независимых случайных величин применима к небольшим по объему совокупностям определений показателя.

Среди задач, решаемых в инженерной геологии с помощью методов математической статистики и теории вероятностей, можно выделить четыре основных типа:

1. Оценка числовых характеристик (среднее, дисперсия, асимметрия и т. д.) распределения показателей свойств грунта и связанные с ней вопросы проверки различных статистических гипотез (см. 13.1).

2. Выявление и описание взаимосвязей между инженерно-геологическими характеристиками. Оценка величины зависимости (статистической корреляции) между ними и предсказание по одним характеристикам значений других (см. 13.2).

3. Задачи классифицирования и расчленения совокупностей инженерно-геологических объектов; выявление важных с инженерно-геологической точки зрения различий между ними (см. 13.3).

4. Оценка пространственно-временной изменчивости свойств горных пород. Вычисление и учет различного рода составляющих изменчивости признаков по площади при решении задач инженерно-геологического картирования (см. 13.4).

Глава 13

МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

13.1. МЕТОДЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Значения показателей инженерно-геологических свойств грунтов даже в пределах визуальной однородной породы обладают значительным разбросом, зависящим от неоднородности породы, вида и методики исследования. Неоднородность горных

пород является следствием изменчивости — одного из фундаментальных свойств геологической среды. Величина неоднородности различных показателей свойств одной и той же горной породы различна. Наименьшей изменчивостью обладают показатели плотности, неоднородность которых обусловлена только вариацией минерального состава твердой фазы грунта. Более изменчивы характеристики объемной массы скелета грунта, зависящей от двух факторов — плотности твердой фазы и ее соотношения с другими фазовыми составляющими породы. Максимальная неоднородность свойственна показателям прочностных и деформационных свойств, являющихся функцией многих факторов, характеризующих состав, строение и состояние пород.

Помимо природной неоднородности на величину изменчивости показателей свойств значительно влияют погрешности лабораторных и полевых испытаний. Они определяются методикой проведения испытаний, качеством приборов и индивидуальными особенностями исследователя, а также нарушением естественной структуры и физического состояния пород при их отборе, хранении и транспортировке. Эти погрешности могут быть как случайными, так и систематическими, приводящими к смещению (искажению) среднего значения показателя. Их доля в общей изменчивости свойств породы в зависимости от вида показателя и типа грунта составляет от 20 до 92 % [9].

Любой показатель свойств можно рассматривать как случайную величину, принимающую в результате испытаний различные (случайные) числовые значения. Каждое из них имеет различную вероятность, поэтому полное представление о случайной величине дает только знание диапазона ее изменения со свойственными каждому значению показателя вероятностями, т. е. ее распределение. Соответственно при изучении свойств пород нельзя ограничиваться единичными определениями, а необходимо проводить массовые испытания, результаты которых представляют собой статистическую совокупность реализаций случайной величины.

Закономерности массовых случайных явлений, в которых изменчивость обусловлена целым рядом причин, в большинстве случаев не поддающихся индивидуальному учету, изучаются методами математической статистики.

Основными понятиями математической статистики являются понятия о генеральной и выборочной совокупностях. Множество всех событий, которые могут произойти в данных конкретных условиях, называется генеральной совокупностью или полной системой событий. На практике имеют дело лишь с некоторой частью полной системы событий, так называемой выборочной совокупностью или выборкой. Отдельные значения случайной величины носят название вариант, а их совокупность соответственно называется вариационным рядом.

Результаты испытаний случайной величины, образующие вариационный ряд, могут быть представлены в табличной или графической форме. Наиболее простым способом изображения случайной величины является график рассеяния, имеющий одну ось, на которой в выбранном масштабе точками отмечают значения показателя. В перпендикулярном к оси направлении точки размещаются произвольно. При этом получают наглядное представление о характере распределения, диапазоне колебаний и наиболее повторяющемся значении случайной величины (рис. 115).

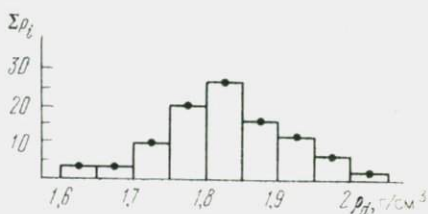
Для упрощения последующей обработки и анализа вариационный ряд разбивают на классы. Величину классового интервала находят по формуле Стерджесса:

$$C = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,332 - \lg n},$$

$\rho_d, \text{г/см}^3$	Гистограмма распределения	Частоты n_i	Частоты $p_i, \%$	Накопленные частоты $\Sigma p_i, \%$
2	•	1	2	2
	••	3	6	8
1,9	•••••	6	12	20
	••••••••	8	16	36
1,8	••••••••••	13	26	62
	••••••••••••	10	20	82
1,7	•••••	5	10	92
	••••	2	4	96
1,6	••	2	4	100
		$N=5$		

Рис. 115. График рассеяния значений объемной массы скелета грунта

Рис. 116. Гистограмма значений объемной массы скелета грунта



где C — величина классового интервала; $x_{\max} - x_{\min}$ — размах вариационного ряда; n — число вариантов в совокупности. При этом число точек в каждом классе, не считая крайних, должно быть не менее трех. Интервалы, не отвечающие этому требованию, объединяют с соседними. Абсолютное число вариантов в пределах каждого классового интервала называется частотой, а выраженное в долях или процентах от общего числа определений — частотой p . График распределения частот (или частостей) по интервалам может быть представлен в виде гистограммы (рис. 116). Другим способом изображения вариационного ряда является кумулятивная кривая, при построении которой по оси ординат откладывают суммы частот или частостей предыдущих классов — накопленные частоты Σp_i .

Результаты выборочных наблюдений и их обработки всегда в некоторой степени случайны. Поэтому основной задачей ма-

тематической статистики в ее практических приложениях является раскрытие типичных устойчивых особенностей изучаемого явления, в данном случае показателей свойств пород, т. е. закона их распределения и его числовых характеристик.

Основными числовыми характеристиками распределения являются: среднее значение показателя $\bar{X} = \frac{\sum x_i n_i}{\sum n_i}$, определяющее положение кривой распределения, дисперсия

$$\sigma^2 = \frac{\sum x_i^2}{n} - \left(\frac{\sum x_i}{n} \right)^{2*}$$

или стандарт σ , отражающие степень рассеяния значений случайной величины, коэффициент асимметрии, характеризующий степень скошенности кривой распределения:

$$A = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^3}{n\sigma^3}$$

и эксцесс, дающий представление о степени крутости:

$$E = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^4}{n\sigma^4} - 3.$$

В некоторых случаях для характеристики положения кривой распределения употребляют медиану — значение, делящее вариационный ряд пополам (срединное значение). Если вариационный ряд содержит четное число вариантов, то медиану определяют условно как полусумму двух средних членов.

Важной характеристикой распределения является также мода — наиболее часто встречающееся значение признака. При нормальном распределении среднее арифметическое значение показателя приближенно равно моде и медиане. Названные характеристики имеют размерность изучаемого показателя и, следовательно, не могут быть использованы для сравнения в частности по степени их изменчивости. В этих случаях удобна относительная мера изменчивости — коэффициент изменчивости V — выраженное в процентах отношение величины среднеквадратического отклонения к среднему значению: $V = \sigma/x \cdot (100)$.

Условием применимости статистического анализа является соответствие опытных данных требованию статистической однородности, случайности, независимости от координат пространства и равнопредставительности результатов наблюдений случайной величины. Требование однородности или качественной общности обычно соблюдается при выделении геологических тел разного ранга, в пределах которых остаются неизменными основные (классификационные) признаки — возраст, генезис, тип пород, структурно-текстурные особенности, минеральный состав и физическое состояние пород, положенные в основу их выделения. Ранг выделяемых геологических тел и соответствующий ему набор классификационных признаков определяются целью исследований.

* Дисперсия и стандарт обозначаются σ^2 и σ , символы s^2 и s используются для выборочных значений этих характеристик.

При вычислении нормативных и расчетных показателей свойств требованию качественной однородности отвечают грунты одного номенклатурного вида при отсутствии в его пределах закономерных изменений показателей свойств (ГОСТ 20522—75).

Выделение однородных геологических тел по качественным признакам производится визуально, а при учете показателей состава или состояния пород дополняется количественными методами — проверкой статистической однородности и независимости значений показателей свойств.

Об однородности значений показателей свойств, образующих статистическую совокупность, в первом приближении можно судить по графику рассеяния. Вызывающие сомнение точки, выпадающие из общего поля, могут явиться следствием грубых погрешностей в определении показателя или результатом неоднородности изучаемой совокупности значений. Необходимо проверить их принадлежность к данному геологическому телу с помощью статистических критериев. Наглядность графического анализа резко снижается с уменьшением количества данных.

Исключение грубых погрешностей определения и случайных нехарактерных значений показателя в предположении нормальности распределения производят методом трехсигмовых пределов, отбрасывая точки, выходящие за пределы интервала $\bar{x} \pm 3\sigma$. Вероятность появления таких значений не превышает 0,3 %.

При применении этого правила вместо теоретического стандарта σ используют его оценку s , определяемую по анализируемой выборочной совокупности. После исключения крайних значений вычисляют новые значения \bar{X} и \bar{S} и повторяют проверку, и т. д. до тех пор, пока все точки не окажутся внутри трехсигмовых пределов.

При небольшом объеме выборочной совокупности ($n < 30$) для проверки принадлежности к ней крайних значений показателя в качестве меры рассеяния используют размах R . Все значения выборочной совокупности располагают в виде упорядоченного ряда — от минимального X_1 до максимального X_n значений показателя: $X_1; X_2; \dots; X_{n-1}; X_n$ и вычисляют: $\tau' = (X_2 - X_1) / (X_{n-1} - X_1)$ при проверке принадлежности малых значений показателя и $\tau'' = (X_n - X_{n-1}) / (X_n - X_2)$ — больших его значений. Если вычисленное значение τ превышает $\tau_{\text{табл}}$ для 5 %-ного уровня значимости при данном объеме выборочной совокупности n , то проверяемое крайнее значение следует отбросить и проверку повторить. После проверки необходимо определить места отбора проб, нарушающих однородность. Приуроченность их к определенному участку изучаемой территории указывает на присутствие другого геологического тела, пропущенного при визуальном описании.

При проведении двух или более серий испытаний свойств пород на разных участках изучаемого геологического тела — в отдельных скважинах, на профилях, ключевых участках — однородность полученных результатов устанавливают путем проверки гипотезы о принадлежности сравниваемых выборок к одной генеральной совокупности.

На первых этапах обработки предпочтительнее использовать непараметрические критерии, более простые в вычислении, но обладающие меньшей эффективностью. К их числу относится метод инверсий. При его применении значения показателей свойств в каждой из двух сравниваемых выборок располагают в порядке возрастания, а затем объединяют в общий упорядоченный ряд, например такой: $Y_1, Y_2, X_1, X_2, X_3, X_4, X_5, Y_3, Y_4, X_6, Y_5, Y_6$. По этому ряду определяют число инверсий (U) X или Y . Каждое число X образует столько инверсий, сколько значений Y расположено до него в упорядоченном ряду. В приведенном примере число инверсий X составляет $2(X_1) + 2(X_2) + 2(X_3) + 2(X_4) + 2(X_5) + 4(X_6) = 14$. Число инверсий Y определяется аналогично: $U_y = 0(Y_1) + 0(Y_2) + 5(Y_3) + 5(Y_4) + 6(Y_5) + 6(Y_6) = 22$.

Предположение об однородности сравниваемых выборок следует отвергнуть, если число инверсий выходит за допустимые границы, определяемые математическим ожиданием числа инверсий $M(U) = (m \cdot n)/2$ и величиной их стандартного отклонения:

$$\sigma_U = \sqrt{\frac{mn}{12}(m+n+1)},$$

где n и m — объемы сравниваемых выборок. Доверительные границы критической области с принятой вероятностью P равны $M(U) \pm t_p \cdot \sigma_U$, где t_p — нормированное значение вероятности для нормального закона распределения. Для приведенного

примера $M(U) = (6 \times 6)/2 = 18$ и $\sigma_U = \sqrt{\frac{6 \times 6}{12}(6+6+1)} = \sqrt{39} = 6,3$; а критическая область при доверительной вероятности $P=0,95$ ограничена значениями $18 - 1,9 \times 6,3$ и $18 + 1,96 \times 6,3$ или $5,6 < U < 30,3$; т. е. эмпирическое число инверсий ($U_X = 14$ и $U_Y = 22$) лежит внутри доверительного интервала, и, следовательно, сравниваемые выборочные совокупности значений показателя однородны.

Если непараметрические критерии дают сомнительный результат, близкий к границам критической области, то проверку гипотезы следует повторить, применив более мощные критерии, в том числе параметрические, использующие основные параметры распределения в предположении его нормальности.

Однородность двух выборочных совокупностей, для которых предварительно были найдены оценки основных параметров распределения — среднего значения показателя и его сред-

него квадратического отклонения s или дисперсии s^2 , устанавливается на основании статистического сравнения выборочных дисперсий и средних значений. Начинают анализ с проверки гипотезы однородности дисперсии по критерию R или критерию Фишера. Вычисляют дисперсионное отношение $F = s_1^2/s_2^2$ и вспомогательную величину θ , ее стандарт S_θ и эмпирическое значение критерия R :

$$\theta = \frac{n_2 - 3}{n_2 - 1} F; \quad S_\theta = \sqrt{\frac{2(n_1 + n_2 - 4)}{(n_1 - 1)(n_2 - 5)}};$$

$$R = \frac{|\theta - 1|}{S_\theta},$$

где n_1 и n_2 — число испытаний в каждой совокупности (скважине, профиле, участке), причем n_2 должно быть не менее 5; s_1^2 — наибольшая из дисперсий. При $R \leq 3$ расхождение между дисперсиями случайно.

При наличии специальных таблиц величину F сравнивают с табличным значением F (критерий Фишера) для принятого уровня значимости q и степеней свободы $n_1 - 1$ и $n_2 - 1$. Различие дисперсий случайно, если $F_{\text{эмп}} < F_{q \text{ табл.}}$.

Сходство (однородность) средних значений устанавливают проверкой неравенства

$$|\bar{X}_1 - \bar{X}_2| < t_q \sqrt{\frac{s_1^2(n_1 - 1) + s_2^2(n_2 - 1)}{n_1 + n_2 - 2} \cdot \frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}},$$

где \bar{X}_1 , \bar{X}_2 и s_1^2 , s_2^2 — сравниваемые выборочные средние значения и соответствующие им дисперсии; n_1 и n_2 — число определений; t_q — характеристика доверительной вероятности, имеющая распределение Стьюдента. При выполнении неравенства различие средних значений случайно, и, следовательно, они характеризуют однородное геологическое тело.

На практике нередко приходится оценивать однородность целого ряда выборочных совокупностей значений показателей свойств, предположительно относящихся к одному геологическому телу. В этом случае анализ начинают также с проверки гипотезы однородности ряда дисперсий, и при ее непротиворечивости производят проверку гипотезы однородности ряда средних значений, используя соответствующие критерии, например оценку дисперсионного отношения.

Гипотеза статистической однородности выборочных совокупностей, а следовательно, и представляемых ими геологических тел может быть принята только при условии ее непротиворечивости опытным данным как для дисперсий, так и для средних значений.

Проверка гипотез статистической однородности, помимо обеспечения правомочности статистической обработки данных, имеет значение и для решения собственно геологических задач,

к числу которых относятся проверка правильности выделения геологических тел, в том числе инженерно-геологических элементов, корреляция разрезов, оценка режима изменчивости и др.

Регионально-коррелированная составляющая значений показателей свойств создает предпосылки для нарушения условий случайности и независимости показателей свойств от пространственных координат. Случайность результатов испытаний показателей свойств обеспечивается размещением точек отбора проб на расстояниях, превышающих радиус корреляции. Соблюдение этого условия можно проверить, вычислив коэффициент корреляции между значениями показателей свойств, определенных в точках с минимальным шагом (интервалом) опробования.

Независимость значений показателей свойств от координат пространства или положения точки опробования в пределах изучаемого геологического тела выражается в отсутствии значимого тренда.

Предполагаемое закономерное изменение показателя свойств в пределах изучаемого геологического тела проверяют построением графиков изменения значений показателя в главных направлениях изменчивости. Если на фоне случайных колебаний визуально обнаруживается тенденция к убыванию или увеличению показателя, то проверку дополняют математическим анализом с помощью простейших критериев, например критерия последовательных разностей. Вычисляют отношение

$$\frac{g^2}{s^2} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (x_i - x_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2},$$

где n — число определений; x_i , \bar{x} — соответственно частные и среднее значения показателя. Если полученное отношение меньше или равно табличному значению для данного n и принятого уровня значимости q , то исследуемый показатель обнаруживает значимые закономерные изменения и для статистического обобщения результатов его измерений требуется провести дальнейшее разделение геологического тела.

Существенно важным условием применения математической статистики является требование равноточности и равнопредставительности значений показателей свойств, образующих статистическую совокупность. Пренебрежение этим требованием ведет к большой погрешности в оценке параметров распределения. В этих случаях при вычислении среднего значения показателя и его дисперсии необходимо введение соответствующих

весовых коэффициентов, обратно пропорциональных точности измерений и составляющих в сумме единицу:

$$g_1 : g_2 : \dots : g_n = 1/\sigma_1^2 : 1/\sigma_2^2 : \dots : 1/\sigma_n^2;$$

$$\sum_{i=1}^n g_i = 1; \quad g_i = g_i / \sum g_i = \frac{1}{\sigma_i^2} / \sum \frac{1}{\sigma_n^2}.$$

Требование равнопредставительности состоит в том, что равные по объему части геологического тела должны быть охарактеризованы одинаковым числом испытаний, а все измерения должны иметь равные области воздействия эксперимента. В основу определения объема инженерно-геологического опробования положено требование равной точности оценок средних значений показателей свойств на всех изучаемых участках геологического тела. Это приводит к справедливому увеличению детальности опробования на участках с более сложными условиями, но нарушает равнопредставительность. Весовые коэффициенты, исправляющие неравнопредставительность, прямо пропорциональны объему (площади) соответствующей части геологического тела:

$$g_1 : g_2 : \dots : g_n = F_1 : F_2 : \dots, F_n; \quad \sum F_i = 1;$$

$$g_i = F_i.$$

Равнопредставительность каждого измерения необходимо учитывать при изменении объема пробы, а также при вычислении средних значений влажности, вычисляемых по отношению к массе скелета грунта. При больших значениях влажности масса скелета грунта при одном и том же объеме пробы значительно изменится с изменением влажности. Учет неравнопредставительности значений влажности обязателен при большом диапазоне ее изменения, особенно при превышении предела текучести. Однако вычисление весов достаточно сложно, поэтому более предпочтительно использовать характеристики объемной влажности, лишенные указанного недостатка.

Как было упомянуто выше, основной задачей статистической обработки данных является выделение типичных характерных особенностей случайной величины, наиболее полное представление о которой дает ее распределение.

В условиях выборочного метода исследования задача оценки закона распределения может не иметь решения, так как проверка согласия эмпирических данных с теоретическим законом распределения, выполняемая согласно ГОСТ 11.006—74, требует большого объема выборочных совокупностей $n > 50$. Без соблюдения этого условия результаты проверки являются мало достоверными, а при $n < 15$ такая проверка вообще невозможна. В этих случаях может лишь стоять задача определения наилучших оценок основных параметров распределения случайной ве-

личины, приводящих к минимальным погрешностям при оценке свойств массива пород.

Известно несколько законов распределения случайной величины, однако наиболее часто значения показателей свойств подчиняются нормальному или логнормальному законам распределения. В последнем случае нормально распределены логарифмы значений показателя.

Кривая нормального распределения имеет одновершинную колоколообразную симметричную форму. Кривые распределения, имеющие две и более вершины, свидетельствуют о неоднородности генеральной совокупности или недостаточности объема выборки. Однородность всегда сопровождается одновершинностью, но одновершинность не является критерием однородности.

В качестве приближенного критерия проверки согласия опытного распределения с теоретически предполагаемым нормальным распределением можно использовать выборочные оценки коэффициента асимметрии и эксцесса. Проверка этого соответствия имеет большое практическое значение, так как рассмотренные выше параметрические критерии согласия и оценки справедливы при нормальном распределении, в противном случае они осуществляются лишь с некоторой, обычно неизвестной, степенью приближения. Опытное распределение не противоречит нормальному закону, если значения коэффициента асимметрии и эксцесса равны нулю. Учитывая случайность выборочных оценок, распределение можно считать не противоречащим нормальному, если отношения коэффициента асимметрии и эксцесса к своим основным погрешностям не превышают 1,5 [20]:

$$\frac{A}{m_A} \cong \frac{A \sqrt{n}}{\sqrt{6}} \leq 1,5; \quad \text{и} \quad \frac{E}{m_E} \cong \frac{E \sqrt{n}}{\sqrt{24}} \leq 1,5.$$

Приближенную оценку эмпирического закона распределения и характеризующих его числовых характеристик можно получить при использовании специально разграфленной вероятностной бумаги, по оси ординат которой представляют преобразованную шкалу накопленных частостей для нормального распределения, а по оси абсцисс — обычная шкала значений показателя в выбранном масштабе (рис. 117). Вычисленные значения накопленных частостей откладывают на вероятностной бумаге в соответствии с масштабом. Расположение точек примерно на прямой линии указывает на согласие опытного распределения с нормальным. Возможные отклонения точек от прямой линии на концах графика ($0,95 < \Sigma p_i < 0,05$) можно не принимать во внимание.

График накопленных частостей, построенный на вероятностной бумаге, позволяет графически определять среднее значение и среднее квадратическое отклонение показателя. Среднее зна-

чение равно абсциссе точки на выравнивающей прямой с ординатой 0,5, а стандарт определяется как разность значений абсцисс точек с ординатами — накопленными частотами 0,5 и 0,85 или 0,5 и 0,15 (см. рис. 117).

Расположение на графике точек накопленных частотей примерно по параболе свидетельствует об асимметрии распределения, которая может быть обусловлена логнормальным законом. На практике асимметричное распределение можно аппроксимировать нормальным, если точки накопленных частотей в интервале ординат 0,15—0,85 лежат примерно на одной прямой.

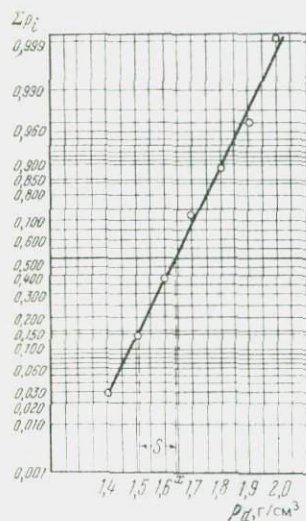


Рис. 117. График накопленных частотей значений объемной массы скелета грунта на вероятностной бумаге

Для выравнивания логнормального распределения значения показателя откладывают в логарифмическом масштабе. При справедливости гипотезы о логнормальном распределении точки накопленных частотей располагаются на прямой линии. Оценки среднего значения логарифма показателя и его среднего квадратического отклонения получают графически, как рассмотрено выше.

Способы получения наиболее правдоподобных оценок математического ожидания случайной переменной (а не ее логарифма) рассмотрены Д. А. Родионовым. Другие виды распределений используются для выравнивания эмпирических распределений сравнительно редко.

Оценки основных числовых характеристик распределения — математического ожидания и дисперсии, дающих обобщенную количественную характеристику случайной величины, получают по достаточно ограниченному числу данных — по выборке. В силу этого полученные значения в той или иной степени отличаются от истинных и являются лишь их оценками. Величина возможных погрешностей в оценке параметров зависит от числа испытаний и степени изменчивости показателя. Поэтому для всех параметров необходимо определять доверительные границы, ограничивающие доверительный интервал, внутри которого с заданной вероятностью находится значение параметра.

Величина доверительного интервала математического ожидания случайной величины устанавливается в соответствии с выражением

$$\bar{x} - t_p \frac{s}{\sqrt{n-1}} < a < \bar{x} + t_p \frac{s}{\sqrt{n-1}},$$

где a — обобщенное значение показателя; x — выборочное среднее значение показателя; s — среднее квадратическое отклонение; n — объем выборки; t_p — нормированное отклонение для заданной доверительной вероятности.

Правила определения обобщенных и расчетных значений показателей свойств и установление доверительных границ для параметров нормального распределения регламентируются действующими ГОСТ 20 522—75 и ГОСТ 11 004—74.

В практических приложениях необходимо отчетливо представлять роль неоднородности, увеличивающей неопределенность получаемых оценок. Мерой неоднородности (изменчивости) случайной величины является дисперсия или стандарт, имеющие размерность изучаемого показателя, и коэффициент изменчивости V , выражающий в процентах отношение среднего квадратического отклонения к среднему значению показателя.

Применение статистической обработки результатов испытаний не является достаточным условием получения достоверных оценок. Не менее важным является качество экспериментального материала, а именно полнота и представительность опробования, учитывающие характер изменчивости инженерно-геологических свойств пород. В дополнение к методам расчета числа испытаний и параметров систем опробования, рассмотренным в первой части настоящего пособия, для предварительного анализа достаточности данных рекомендуется применять метод перекрытий. Суть метода состоит в том, что каждый испытанный образец отмечают на графике физического состояния грунта, по осям которого нанесены диапазоны изменения основных для этого вида испытаний физических характеристик. Например, для компрессионных и сдвиговых испытаний — естественная влажность и объемная масса грунта, для испытаний размываемости — влажность и гранулометрический состав и т. д. Это позволяет оценить, какое состояние грунта исследовано достаточно полно, а какое требует дополнительного изучения.

13.2. МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ МЕЖДУ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

Исследования, направленные на выявление различного рода связей между показателями состава, состояния и свойств грунтов, занимают важное место в инженерной геологии. Связи между отмеченными показателями так же, как и связи между многочисленными характеристиками инженерно-геологических условий территории, обычно носят не функциональный, а стохастический характер и поэтому изучаются с помощью методов математической статистики и теории вероятностей. При этом инженерно-геологические показатели рассматриваются как совокупность случайных величин.

Для стохастической связи характерно, что каждому значению одной случайной величины соответствует не какое-нибудь

одно значение другой случайной величины, а некоторый закон распределения, т. е. серия значений этой случайной величины, каждое из которых имеет определенную вероятность реализации. Стохастическая связь между двумя случайными величинами появляется тогда, когда имеются общие случайные факторы, влияющие как на одну, так и на другую величину наряду с другими, не одинаковыми для обеих величин факторами. Методы анализа стохастически связанных случайных величин разрабатывает специальный раздел математической статистики — теория корреляции.

К числу наиболее часто встречающихся в инженерно-геологической практике задач, решаемых на основе теории корреляции, следует отнести задачу оценки прочностных и деформационных свойств грунта по результатам определения простейших показателей его водно-физических свойств и гранулометрического состава. Аналогичная ситуация возникает при составлении региональных нормативных таблиц показателей физико-механических свойств грунта, когда нормативные значения показателей определяются с помощью так называемых регрессионных уравнений, отражающих их связи с другими показателями, массовое определение которых не требует больших затрат средств и времени. Иногда методы теории корреляции используются для того, чтобы в первом приближении получить представление о закономерностях пространственной инженерно-геологической изменчивости. В целом, основную задачу теории корреляции в инженерной геологии можно сформулировать как задачу обоснованного прогноза пределов, в которых с наперед заданной надежностью будет изменяться изучаемая величина или показатель, если связанные с ней величины принимают определенные значения.

Выражение, описывающее стохастическую связь двух случайных величин y и x , носит название уравнения регрессии. Обычно оно представляется не только в аналитической, но и в графической форме — в виде линии регрессии. Если линия регрессии прямая, связь двух величин называется линейной. Если это кривая того или иного рода, связь в общем виде носит название нелинейной. Системе из двух случайных величин всегда будут соответствовать две линии регрессии:

$$\bar{y}_x = f(x) \text{ — регрессия } y \text{ по } x;$$

$$\bar{x}_y = f(y) \text{ — регрессия } x \text{ по } y.$$

Для оценки тесноты стохастической связи между случайными величинами в инженерной геологии используют несколько различных характеристик: 1) корреляционное отношение; 2) парные коэффициенты корреляции; 3) коэффициент множественной корреляции; 4) коэффициент ранговой корреляции Спирмена; 5) информационно-энтропийные меры связи.

Корреляционное отношение (КО) — одна из наиболее универсальных характеристик связи между двумя случай-

ными величинами. С помощью КО можно оценивать силу связи независимо от того, является ли она линейной или нелинейной. Существенно, что при определении КО двух величин y и x , связанных нелинейно, зависимость первой величины x от второй y в общем случае не эквивалентна зависимости второй величины от первой:

$$\eta_{y/x} \neq \eta_{x/y}.$$

Поэтому необходимо вычислять обе величины КО. По своему смыслу КО представляет собой ту долю разбросов значений y вокруг своего среднеарифметического \bar{y} , которая определяется изменением аргумента x . Для вычисления КО, например $\eta_{y/x}$, вся совокупность парных значений y и x разбивается на 6—12 групп в соответствии с числом интервалов n_x , которые предварительно выделяются по оси изменения одной из величин, принимаемой за аргумент (в данном случае в качестве аргумента выбирается x). Каждая полученная таким образом группа или условная выборка содержит некоторую совокупность значений y_x . Для них определяются условные средние \bar{y}_x , а затем вычисляется среднеквадратическое отклонение $\sigma_{\bar{y}_x}$ для всех значений условного среднего \bar{y}_x . В дальнейшем КО рассчитывают по формуле

$$\eta_{y/x} = \frac{\sigma_{\bar{y}_x}}{\sigma_y} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_i n_x (\bar{y}_x - \bar{y})^2}}{\sigma_y},$$

где N — число парных определений y и x в исходной совокупности; σ_y — среднее квадратическое отклонение исходной совокупности y . Аналогичным образом рассчитывается второе значение КО $\eta_{x/y}$.

Величина КО изменяется от 0 до 1, причем $\eta_{y/x} = 0$ означает отсутствие связи между y и x , $\eta_{y/x} = 1$ возможно лишь при наличии функциональной зависимости $y = f(x)$. В случае линейной связи между y и x КО по абсолютной величине совпадает с парным коэффициентом корреляции.

Парный коэффициент корреляции наиболее часто используется в качестве меры линейной стохастической связи между случайными величинами x и y . Коэффициент является безразмерной величиной, не меняется при переходе от одних единиц измерения величин x и y к другим, что значительно облегчает вычислительную работу, и рассчитывается по формуле

$$r_{xy} = r_{yx} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{K_{xy}}{\sigma_x \sigma_y},$$

где $K_{x/y}$, σ_x и σ_y — второй смешанный центральный момент и средние квадратические отклонения случайных величин x и y .

На практике удобнее вычислять коэффициент корреляции через суммы:

$$r = \frac{\sum_i^N x_i y_i - \frac{\sum_i^N x_i \sum_i^N y_i}{N}}{\sqrt{\left(\sum_i^N x_i^2 - \frac{\left(\sum_i^N x_i \right)^2}{N} \right) \left(\sum_i^N y_i^2 - \frac{\left(\sum_i^N y_i \right)^2}{N} \right)}}$$

Как правило, распределение выборочных значений коэффициента корреляции для малых выборок ($n < 30$) и особенно при больших значениях r существенно отклоняется от нормального. Поэтому с целью их оценки используют трансформацию Фишера, представляющую собой функцию от r :

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} = 1,15131g \frac{1+r}{1-r},$$

выборочные значения которой распределены нормально даже при малых n . При этом отклонение от нормального закона распределения в первом приближении не зависит от абсолютной величины коэффициента корреляции, изменяющегося в пределах от минус 1 до плюс 1. Экстремальные значения r , равные ± 1 , соответствуют линейной функциональной связи между величинами ($+1$ — прямая пропорциональная зависимость, -1 — обратная). Полному отсутствию корреляционной связи отвечает $r=0$.

Следует отметить, что расчетные значения коэффициента корреляции r (или корреляционного отношения $\eta_{y/x}$) сами по себе еще не дают оснований для суждения о наличии или отсутствии связи. Чтобы получить определенный ответ на этот вопрос, необходимо оценить значимость коэффициента корреляции. Для этих целей формулируется так называемая нулевая гипотеза о равенстве коэффициента корреляции нулю, которая может быть принята или отвергнута с определенной вероятностью в зависимости от величины критерия t .

Приближенный способ проверки нулевой гипотезы сводится к следующему. Находят оценку критерия t по формуле

$$t = \frac{r \sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}},$$

где N — число определений признака x или y в выборочной совокупности; r — оценка коэффициента корреляции.

Вычисленное значение критерия t сравнивают с табличным. Если при определенном уровне значимости (обычно 1% или

5 %) оно оказывается меньше табличного, то нулевая гипотеза отвергается и можно с уверенностью говорить о наличии значимой связи между изучаемыми величинами x и y .

Аналогично с помощью критерия определяется значимость корреляционного отношения $\eta_{x/y}$:

$$t = \frac{\eta_{x/y}}{\sqrt{\frac{1 - \eta_{x/y}^2}{n - 2}}}$$

На основе парных коэффициентов корреляции легко рассчитать коэффициенты уравнения линейной регрессии, аналитически выражающего зависимость одной исследуемой величины от другой. Техника их вычисления и правила построения уравнения регрессии достаточно подробно изложены в работах [20, 44].

Результаты инженерно-геологических исследований обычно представляют собой многомерные статистические совокупности, т. е. совокупности, состоящие из большого числа различных показателей. При этом довольно часто возникает необходимость проанализировать и оценить тесноту связи одновременно между несколькими признаками или показателями. Для этих целей используются методы множественной корреляции.

Исходным материалом для оценки множественного коэффициента корреляции, являющегося количественной характеристикой тесноты линейной связи одного из показателей x_1 с группой других (x_2, x_3, \dots, x_n), служит матрица парных коэффициентов корреляции.

Уравнение множественной регрессии в общей форме имеет вид

$$x_{1,2,3,\dots,n} = b_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + \dots + b_nx_n.$$

Коэффициенты $b_1, b_2, \dots, b_i, \dots, b_n$ уравнения определяются по формулам

$$b_i = \beta_i \frac{\sigma_{x_1}}{\sigma_{x_i}}; \quad i = 2, 3, \dots, n;$$

$$b_1 = x_1 - b_2\bar{x}_2 - b_3\bar{x}_3 - \dots - b_n\bar{x}_n,$$

где β_i — стандартизованные коэффициенты множественной регрессии. Их находят, решая систему линейных уравнений, полученную на основе матрицы парных коэффициентов корреляции:

$$r_{12} = \beta_2 + \beta_3r_{23} + \beta_4r_{24} + \dots + \beta_nr_{2n};$$

$$r_{13} = \beta_2r_{32} + \beta_3 + \beta_4r_{34} + \dots + \beta_nr_{3n};$$

$$r_{1n} = \beta_2r_{n2} + \beta_3r_{n3} + \beta_4r_{n4} + \dots + \beta_n.$$

Выражение для множественного коэффициента корреляции, отражающего комплексное влияние группы показателей (x_2, x_3, \dots, x_n) на изучаемую величину x_1 , имеет вид:

$$\rho_{1,2,3,\dots,n} = \sqrt{\beta_2 r_{12} + \beta_3 r_{13} + \dots + \beta_n r_{1n}}$$

Множественный коэффициент корреляции меняется в пределах от минус 1 до плюс 1, а его интерпретация практически не отличается от парного коэффициента корреляции.

Нередко результаты инженерно-геологических наблюдений являются качественными характеристиками, которые не выражаются в численном виде, но допускают качественное сравнение типа «лучше — хуже», «более интенсивно — менее интенсивно». Наличие или отсутствие корреляционной связи между ними может быть установлено при помощи коэффициента ранговой корреляции Спирмена [44] или информационных мер связи [20].

Коэффициент ранговой корреляции представляет собой оценку коэффициента корреляции между последовательностью двух предварительно ранжированных качественных признаков, наблюдающихся совместно.

Сначала каждому значению признака присваивается определенный ранг, т. е. порядковый номер, отражающий степень его выраженности или интенсивности. После проведения ранжирования попарно сравнивают две полученные таким образом серии рангов и находят разность d_i между ними. Величину возводят в квадрат и суммируют для всех пар наблюдаемых признаков.

Коэффициент ранговой корреляции вычисляется по формуле

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_i d_i^2}{N^3 - N},$$

где N — число наблюдений признаков в последовательности; d_i — разность между i -ми рангами сравниваемых признаков.

Для оценки тесноты связи между качественными и количественными признаками независимо от вида зависимости используются также некоторые информационные меры, впервые примененные в инженерной геологии И. С. Комаровым. Описание техники вычисления и особенностей применения информационного показателя сопряженности и информационного коэффициента корреляции также можно найти в работе И. С. Комарова [20].

13.3. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Классифицирование является традиционным способом познания природных объектов, в результате которого они группируются в классы (классификационные таксоны) по целесообразно

выбранным признакам — основаниям классификации. Большое число задач, возникающих в практике инженерно-геологических исследований, так или иначе связано с методами классифицирования, с выделением однородных по ряду признаков групп объектов, процессов или явлений, имеющих характерный облик, свойства, динамику развития и т. д. К числу таких задач прежде всего следует отнести задачи инженерно-геологического районирования территории, т. е. выделение однородных по своим инженерно-геологическим условиям территориальных таксономических единиц, задачи расчленения разреза на инженерно-геологические элементы, задачи идентификации различных генетических типов грунта и т. д. По сути дела большинство инженерно-геологических исследований своей конечной целью ставит систематизацию и классифицирование изучаемых объектов и явлений.

В последнее время для решения этих задач стали использоваться математические методы. К числу таких методов нужно прежде всего отнести приемы расчленения множества объектов с помощью различного рода мер, дистанций, статистических критериев ассоциативности, известных под общим названием кластер-анализа, а также методы факторного анализа и дискриминантных функций. Их широкое применение для решения инженерно-геологических задач стало возможным только с появлением современных ЭВМ, обладающих значительной оперативной памятью и быстродействием.

В постановке задачи о классифицировании объектов выделяют два важнейших случая. К первому относится ситуация, когда априори известно, на какое число классов, групп или таксонов должна быть разбита изучаемая совокупность объектов. Эта задача решается главным образом с помощью метода дискриминантных функций. Второй, более неопределенный и сложный случай относится к ситуации, когда заранее неизвестно не только число выделяемых таксонов, но и нет ясности, какими характерными чертами должен обладать каждый из них, т. е. по сути дела четко не определены критерии группировки (основания классификации). В распоряжении исследователя обычно имеется лишь большая группа признаков и показателей, определенных для всей совокупности изучаемых объектов. Поэтому задача классифицирования заключается не столько в выделении однородных групп объектов, сколько в решении вопроса — какие признаки или показатели могут быть использованы в качестве оснований классификации, в какой мере они информативны, какое число таксонов является наиболее целесообразным с точки зрения поставленной инженерно-геологической задачи и т. д. Факторный анализ является одним из наиболее универсальных способов, позволяющих с той или иной степенью точности получить ответы на перечисленные вопросы. При этом следует отметить, что удачность математической интерпретации результатов инженерно-геологических исследований с помощью

факторного анализа определяется в первую очередь правильностью геологических предпосылок.

Для этих же целей иногда используются методы кластерного анализа. Однако с точки зрения содержательной интерпретации результатов группирования и их увязки с качественными геолого-генетическими представлениями они обладают значительно меньшими возможностями.

Под кластерным анализом понимают совокупность различных методов, позволяющих проводить группировку изучаемых объектов в однородные по своим свойствам и признакам таксоны. Критерии, которые используются для этих целей, могут быть весьма разнообразны, но общий принцип анализа остается практически неизменным. Исходными данными для проведения группирования обычно служит прямоугольная матрица, каждая строка которой представляет собой набор признаков или показателей, определенных для каждого из изучаемых объектов, а столбец — серию значений какого-либо одного показателя, определенного на всем множестве объектов. Таким образом, с математической точки зрения, каждый объект можно рассматривать как точку в многомерном пространстве, координатами которой является серия значений показателей. На основании этих данных рассчитывается та или иная дистанция, отражающая меру близости (подобия, эквивалентности, ассоциативности и т. д.) между всеми точками попарно. Довольно часто для этих целей используют классическую дистанцию Евклида, дистанцию в смысле χ^2 и некоторые другие меры. Наиболее близко расположенные между собой точки объединяются в группы-таксоны, центры тяжести которых в дальнейшем рассматриваются как новые точки. Затем процедуру вычисления дистанции между всеми парами оставшихся необъединенных точек и точек — центров тяжести вновь образованных таксонов повторяют и опять проводят группировку самых близких точек. И так до тех пор, пока все точки не сольются в единый класс.

Результаты итерационного объединения отдельных точек в таксоны представляют обычно в виде дендрограммы (рис. 118), по которой с одной стороны можно проследить этапы последовательной группировки точек, а с другой — определить меру близости выделенных таксонов на каждом этапе группирования. По сути дела каждое горизонтальное сечение такой дендрограммы можно рассматривать как своеобразную систематику, в которую входит то или иное число таксонов. Чем выше располагается сечение, тем меньшее число таксонов остается в классификации и тем более значительны различия объединенных в них точек.

Иногда, если на основании каких-либо соображений, например геологического характера, можно заранее определить целесообразное число таксонов, то анализ проводят не до конца, а до момента получения желательного числа группировок.

Факторный анализ (ф. а.) является одним из наиболее эффективных и универсальных методов статистической обработки данных многофакторных наблюдений и дает возможность помимо задачи классифицирования объектов решать ряд других вопросов, ответ на которые позволяет более осмысленно подойти к систематизации изучаемых объектов. К их числу относятся такие вопросы, как установление меры зависимости между различными признаками и их группами, определение информативности отдельных показателей свойств, выявление степени связи между группами признаков и объектов (т. е. установление своеобразных парагенезисов), оценка закономерных изменений показателей в пространстве и расчленение в зависимости от этого исследуемой территории или массива на однородные части.

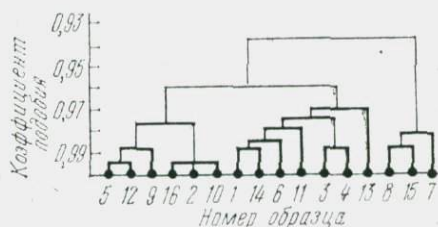


Рис. 118. Результаты кластер-анализа в виде дендрограммы

Очень существенно, что применение ф. а. не накладывает никаких ограничений на вид исходной информации (нормальность распределения выборки, взаимонезависимость наблюдений и т. д.).

Различают две модификации факторного анализа: 1) анализ главных составляющих; 2) анализ соответствий.

Первая является развитием классического корреляционного анализа, вторая в современной форме была разработана французским математиком Ж. Бензекри.

Несмотря на определенные различия, обе модификации имеют с формальных позиций много общего и могут быть реализованы в единой программе.

Сущность факторного анализа заключается в том, что значения различных показателей состава, состояния и свойств грунта представляются в виде облака точек многомерного векторного пространства, в котором определяется серия характерных направлений, так называемых факторных осей, совпадающих с направлениями наибольшей вытянутости исследуемого облака точек. Анализ расположения проекций точек в плоскости факторных осей дает возможность сделать заключение о степени однородности облака и оценить характер взаимосвязи между изучаемыми показателями. Если совокупность значений показателей неоднородна и состоит из нескольких частей, то отвечающие им точки локализируются в виде сгущений на плоскости факторных осей. В случае однородной совокупности обособ-

ления точек в плоскости факторных осей не происходит. При этом следует иметь в виду, что координаты точек в плоскости факторных осей являются объективной количественной характеристикой, отражающей влияние всего комплекса изучаемых показателей. Они и служат критерием для разделения совокупности точек на части, различающиеся между собой, при выделении структурных элементов или территориальных таксономических единиц по результатам инженерно-геологического картирования.

Области применения анализа соответствий и анализа главных составляющих различны, но не обязательно несовместимы. Анализ соответствий наиболее интересно применять в случае, когда экспериментальные данные могут быть представлены в виде таблицы. Причем принадлежность какого-либо элемента к одному из столбцов (строке) исключает его принадлежность к другому столбцу (строке). Такая картина наблюдается, например, при изучении минерального состава серии различных гранулометрических фракций грунта. Зерно определенного размера и состава может быть отнесено к одной фракции и только к одному минералу. При наличии такого рода экспериментальных данных анализ соответствий по сравнению с анализом главных составляющих обладает одним существенным преимуществом: результаты анализа не зависят от предварительной классификации или группировки экспериментальных данных, которые могут быть объективно не обоснованными. Если, например, две гранулометрические фракции, выделенные предварительно по каким-либо соображениям, обладают одинаковым минеральным составом, то после проведения анализа они автоматически объединяются в одну более крупную группу.

Метод анализа соответствий имеет еще одну интересную возможность. Например, при определении меры и характера связи между группой прямых и косвенных показателей, с точки зрения основной цели исследования, неправильно рассматривать эти показатели как равноправные. Лучше присвоить прямым показателям нулевой вес и тем самым исключить их при определении направления факторных осей.

Этот подход позволяет более четко выявить картину связи между прямыми и косвенными показателями. Аналогичный прием используется и в регрессионном анализе, где обычно находятся два уравнения регрессии, в зависимости от того, какому из двух показателей отдается предпочтение.

Показатели, участвующие в расчете с нулевым весом, называются дополнительными.

Следует отметить особо, что анализ соответствий не может быть применен или приводит к тривиальным результатам, если таблица исходных данных содержит: а) отрицательные значения; б) показатели, обладающие слишком большой дисперсией по отношению к другим показателям. В этом случае направление первой факторной оси будет определяться главным обра-

зом за счет этого показателя. Поэтому для проведения анализа соответствий рекомендуется выбирать показатели, обладающие одинаковыми или близкими единицами измерений. В противном случае они должны быть преобразованы путем умножения или деления на определенную величину.

Анализ главных составляющих предпочтительнее использовать для сравнения показателей, имеющих различные единицы измерения, а анализ соответствий — для сравнения пропорций (например, проценты) и качественных параметров, имеющих две градации: «Да» (1) и «Нет» (0).

Затраты машинного времени по этим двум методам приблизительно одинаковы.

Дискриминантный анализ представляет собой метод, позволяющий использовать одновременно большую группу признаков объекта для диагностики его принадлежности к одной из нескольких совокупностей, число которых заранее известно, а распределение подчиняется нормальному закону.

Результат измерения K признаков изучаемого объекта можно рассматривать как точку в K -мерном пространстве. Для простейшего случая двух совокупностей X_1 и X_2 задача классификации состоит в том, чтобы разделить K -мерное пространство на области R_1 и R_2 так, чтобы погрешности-классификации были минимальными. Если наблюдение (показатель) попадает в область R_1 , объект относят к первой совокупности X_1 и, соответственно, к совокупности X_2 , если значение показателя попадает в область R_2 .

На рис. 119 приведена схема, поясняющая постановку вопроса для случая с одним признаком. Очевидно, что в данной ситуации всегда имеется доля вероятности неправильной диагностики. Если обозначить через $p_1(x)$ и $p_2(x)$ плотность распределения первой и второй совокупностей, то эта вероятность будет равна:

$$\int_{R_2} p_1(x) dx + \int_{R_1} p_2(x) dx.$$

Каждому члену выражения соответствует своя область пересечения кривых $p_1(x)$ и $p_2(x)$, заштрихованная на рис. 119. Чтобы уменьшить погрешность классификации, приведенное выражение минимизируют. При этом решение задачи классификации является дискриминатор или дискриминантная функция, представляющая собой уравнение гиперплоскости в многомерном пространстве, наилучшим образом разделяющая два соседних облака. Если $p_1(x)/p_2(x) \geq 1$, то объект относят к совокупности X_1 , если $p_1(x)/p_2(x) < 1$ — к X_2 .

Вероятность погрешности классификации при использовании дискриминантной функции в качестве критерия разделения определяется по формуле

$$\int_{R_2} p_1(x) dx = \int_{R_1} p_2(x) dx = \Phi\left(-\frac{1}{2}\bar{\alpha}\right),$$

где $\int_{R_2} p_1(x) dx$ — вероятность отнесения объекта из совокупности X_1 в совокупность X_2 ; $\int_{R_1} p_2(x) dx$ — вероятность отнесения объекта из совокупности X_2 в совокупность X_1 ; $\Phi(u)$ — функция нормального распределения; α — обобщенное расстояние между X_1 и X_2 .

С увеличением числа используемых показателей K число параметров, необходимое для вычисления дискриминантной функции, растет пропорционально K^2 , так что возникают определенные трудности при расчетах. В этом случае или ограничивают число показателей, или используют упрощенный дискриминатор, который предполагает равными нулю все коэффициенты корреляции между показателями.

В целом дискриминантный анализ как процедура классифицирования, хотя и позволяет однозначно расчленить изучаемую совокупность объектов на группы, но его результаты не всегда

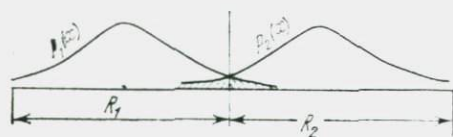


Рис. 119. Схема, поясняющая постановку задачи о разделении совокупности с помощью дискриминантного анализа

хорошо согласуются с качественными представлениями. При этом специфика метода не оставляет никаких возможностей привести их в соответствие.

13.4. СПОСОБЫ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Пространственную изменчивость свойств горных пород изучают для решения разнообразных вопросов, возникающих при планировании инженерно-геологических исследований, при их проведении или составлении инженерно-геологических прогнозов. В числе главнейших вопросов можно назвать следующие:

— выявление закономерностей пространственной изменчивости геологических тел и установление главных направлений изменчивости;

— выделение геологических тел, имеющих таксономическую определенность;

— выделение квазиоднородных областей поля геологического параметра для: а) установления границ территории, внутри которых можно использовать модель случайной величины, дающую возможность путем статистической обработки получать оценки среднего значения геологического параметра и меры его рассеяния; б) определения минимального числа и местоположения ключевых участков-эталонов; в) построения экспериментальной основы при математическом моделировании геологических полей; г) выделения границ областей, в пределах

каждой из которых сохраняется один и тот же вид взаимосвязи между показателями свойств горных пород, описываемый одним корреляционным уравнением (выявления пространственной структуры корреляционных связей);

— анализ процессов формирования горных пород с целью выявления или проверки гипотез об их генезисе или процессах литогенеза;

— пространственный прогноз показателей свойств горных пород. Данные об изменчивости свойств пород и грунтов в физическом времени используют при изучении экзогенных геологических (в том числе инженерно-геологических) процессов; разработке инженерно-геологических прогнозов различного назначения, начиная с количественного срочного прогноза инженерно-геологических условий территории, составляемого в рамках проблемы рационального использования и охраны природной среды, и кончая прогнозом инженерно-геологических процессов в элементарной природно-технической литосистеме.

Исчерпывающее представление о пространственной изменчивости некоторого свойства горных пород можно получить, анализируя модель поля показателя этого свойства (или поля вероятности некоторого признака), представленного в аналитической или графической форме. Функции математического ожидания, среднего квадратического отклонения и автокорреляционная функция позволяют судить о характере поля геологического параметра и закономерностях его пространственной изменчивости. Поле геологического параметра можно представить в виде выражения

$$R(\vec{\xi}t) = M[R(\vec{\xi}t)] + \Delta R(\vec{\xi}t),$$

где R — геологический параметр; $\vec{\xi}$ — трехмерный вектор координат пространства (ξ_1, ξ_2, ξ_3); t — физическое время; $M[R(\vec{\xi}t)]$ — математическое ожидание поля (неслучайная функция координат пространства и времени); $\Delta R(\vec{\xi}t)$ — случайная компонента поля геологического параметра. Поле, в отношении которого принимают допущение о неизменности его структуры в физическом времени (квазистатическое поле), записывается в виде

$$R(\vec{\xi}) = M[R(\vec{\xi})] + \Delta R(\vec{\xi}).$$

Если математическое ожидание поля и его среднее квадратическое отклонение постоянны, а автокорреляционная функция не зависит от выбора начала координат (зависит только от шага дискретизации), то такое поле называют однородным. Условия однородности поля можно записать так:

$$M[R(\vec{\xi})] = \text{const}; \quad \sigma[R(\vec{\xi})] = \text{const};$$

$$K_R(\vec{\xi}'\vec{\xi}'') = f(\xi'' - \xi') = f\Delta\xi,$$

где $M[R(\vec{\xi})]$ — математическое ожидание поля геологического параметра R ; $\sigma[R(\vec{\xi})]$ — среднее квадратическое отклонение того же поля R ; K_R — автокорреляционная функция.

Однородность поля означает, что режим изменчивости геологического параметра в любом направлении стационарный. Если доказано, что поле геологического параметра однородно, это является достаточным основанием для использования модели случайной величины. Для однородного поля можно подсчитать оценку среднего значения параметра и среднее квадратическое отклонение.

Если функции, описывающие поле геологического параметра $M[R(\vec{\xi})] \neq \text{const}$ и $\sigma[R(\vec{\xi})] \neq \text{const}$, а автокорреляционная функция зависит от начала отсчета координат, то поле неоднородно. В этом случае оценки показателей свойств можно приводить только в виде размахов (максимальное и минимальное значение) или разделить поле на квазиоднородные области. Для квазиоднородной области поля исследуемого показателя подсчитывают оценку среднего значения и среднее квадратическое отклонение. При наличии поверхностей регрессии геологического параметра и его среднего квадратического отклонения о закономерностях пространственной изменчивости параметра можно судить по структуре поверхности, представленной изолиниями R или σ . Главные направления изменчивости устанавливают по направлениям экстремальных значений градиентов R . По сечениям поля, отвечающим главным направлениям изменчивости, строят графики функций $R=f(\xi_1)$, $R=\varphi(\xi_2)$, $\sigma_R=\psi(\xi_1)$, $\sigma_R=F(\xi_2)$, по которым оценивают режим пространственной изменчивости исследуемого показателя свойств грунта и его среднего квадратического отклонения. Под режимом изменчивости геологического параметра R в каком-либо направлении ξ понимают характер варьирования параметра в этом направлении. В зависимости от вида функции $R=f(\xi)$ пространственный режим считают стационарным или нестационарным. Стационарный режим изменчивости характеризуют условия, аналогичные условиям однородности поля геологического параметра. Нередко геолог располагает только информацией о показателях свойств грунтов, измеренных в отдельных точках какого-либо профиля (по ξ_1 или ξ_2) или разреза (по ξ_3). Режим пространственной изменчивости показателей можно оценить, построив случайные последовательности показателей в соответствующем направлении и произведя некоторые операции с ними. Случайная последовательность показателя представляет собой ломаную линию графика, по абсциссе которого отложены расстояния между точками опробования, а по ординате — измеренные в точках опробования значения показателя. Существуют разные способы проверки гипотез о режиме изменчивости геологического параметра, достаточно простые (нестрогие) и более слож-

ные. Проверку гипотез о режиме изменчивости обычно начинают с наиболее простого визуального метода и, если возникают сомнения в правильности оценки режима, проверку продолжают более сложными методами. Ниже рассматриваются некоторые наиболее часто используемые методы проверки гипотез о режиме изменчивости геологических параметров.

Визуальный способ заключается в том, что оценивают вид случайной последовательности геологического параметра и ее математического ожидания, проведенного на графике на глаз, с таким расчетом, чтобы суммы положительных и отрицательных отклонений значений случайной последовательности показателя от функции математического ожидания, подсчитанные для любого участка случайной последовательности, были примерно равны. Функцию математического ожидания можно построить, используя известные приемы простого скользящего среднего или скользящего среднего взвешенного. В последнем случае веса назначаются с учетом коэффициентов биномиального распределения:

$$\hat{R}_i = \frac{R_{i-1} + 2R_i + R_{i+1}}{4};$$

$$\hat{R}_i = \frac{R_{i-2} + 4R_{i-1} + 6R_i + 4R_{i+1} + R_{i+2}}{16}.$$

Если возникают сомнения в правильности визуальной оценки режима пространственной изменчивости (нестационарный или стационарный), то проверку следует продолжить более корректными способами).

Способ приближенной проверки гипотез о режиме изменчивости геологического параметра с помощью графиков разностных интегральных кривых заключается в построении графиков вида

$\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R}) = f(\xi)$, где \bar{R} — оценка среднего значения геологического параметра; R_i — частное значение параметра; n — число частных значений R в проверяемой случайной последовательности $R = F(\xi)$.

При нестационарной изменчивости графики нелинейны и обращены выпуклостью вниз (возрастающий тренд) или вверх (убывающий тренд) (рис. 120). Если в случайной последовательности присутствует квазипериодическая компонента, то она обнаружится в разностной интегральной кривой. Амплитуда колебаний на графике $\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})$ будет больше, чем на случайной последовательности R_i . Это позволяет обнаружить слабо проявляющиеся квазипериодические составляющие. При стационарном режиме изменчивости график $\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R}) = f(\xi)$ будет представлять собой стационарную случайную функцию. Кроме графиков разностных интегральных

кривых для оценки режима изменчивости показателя используют графики интегральной кривой первых разностей

$$\sum_{i=1}^n (R_{i+1} - R_i) = \psi(\xi).$$

Применение способа проверки гипотез о режиме изменчивости с помощью критерия числа скачков покажем на примере случайной последовательности значений показателя пенетрации моренных суглинков Ярославской области. На профиле через 1 км было проведено 23 испытания грунтов динамической пенетрацией. Среднее значение показателя пенетрации состав-

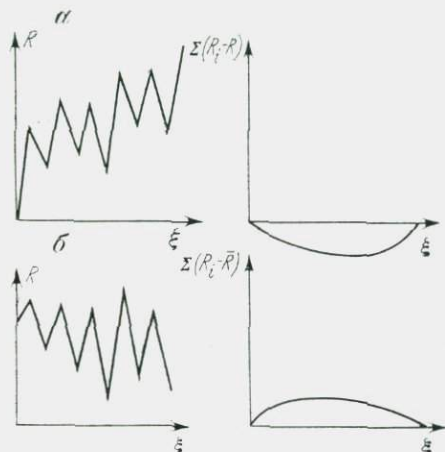


Рис. 120. Исходные случайные последовательности и интегральные разностные кривые геологического параметра.

Тренды: а — возрастающий; б — убывающий

ляет 2,8 МПа. Ниже приведены значения показателя пенетрации моренных суглинков по скважинам профиля.

Номер скважины	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
R, МПа	2,7	1,9	3,4	2,9	3,2	3,9	3,2	2,4	2,6	2,1	3,4	
Элемент	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	+	
Номер скважины	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
R, МПа	2,2	3,2	2,8	2,3	3,4	2,2	2,2	2,4	2,3	2,4	3,2	1,7
Элемент	—	+	0	0	—	+	—	—	—	—	+	—

Численные значения показателя пенетрации преобразуем в элементы дихотомической последовательности (+) или (—) в зависимости от его отношения к среднему значению (больше или меньше среднего). Число элементов в последовательности $n=21$, поскольку два значения, равные среднему (2,8) для профиля, следует отбросить. Число элементов (+) $n_1=9$, (—) $n_2=12$. Число последовательностей, состоящих из одного или более одинаковых элементов или число скачков u равно 11.

Подсчитаем математическое ожидание числа скачков $E(u)$ и его дисперсию $D(u)$ по формулам

$$E(u) = \frac{2n_1n_2}{n_1 + n_2} + 1; \quad D(u) = \frac{2n_2n_2(2n_1n_2 - n_1 - n_2)}{(n_1 + n_2)^2(n_1 + n_2 - 1)}.$$

Для рассматриваемого примера:

$$E(u) = \frac{2 \cdot 9 \cdot 12}{21} + 1 = 11,03;$$

$$D(u) = \frac{2 \cdot 9 \cdot 12 - (2 \cdot 9 \cdot 12 - 9 - 12)}{(9 + 12)^2(9 + 12 - 1)} = 4,77.$$

Подсчитаем значение функции $\psi(P)$, обратной интегралу вероятностей по формуле

$$\psi(P) = \frac{u - E(u)}{\sqrt{D(u)}}; \quad \psi(P) = \frac{11 - 11,03}{\sqrt{4,77}} = -0,013.$$

По таблице функции $\psi(P)$ найдем значение вероятности P . Для обсуждаемого примера оно равно $0,499 \approx 0,5$. Полученное значение вероятности не позволяет оценить характер расположения элементов последовательности и, следовательно, режим изменчивости показателя пенетрации по профилю.

Для проверки гипотезы о режиме изменчивости можно использовать критерий знаков. При непараметрическом (не требующем знания закона распределения случайной величины) варианте применения критерия по последовательности n элементов подсчитывают критическое значение числа знаков, встречающихся менее часто (z). В нашем случае $z(21) = 9$ (знак плюс встречается 9 раз, а знак минус 12 раз). По таблице критических значений числа знаков менее часто встречающихся для $n = 21$ находим $z_{0,05}$ для 5 %-ного уровня значимости, оно равно 6. Так как $z_{0,05} < z$ ($6 < 9$), то следует принять гипотезу о случайном расположении элементов последовательности, что отвечает стационарному режиму изменчивости.

Параметрический вариант критерия знаков предполагает расчет математического ожидания числа точек смены знака $E(t)$ и его дисперсии $D(t)$, а также вычисление функции вероятности того, что характер расположения элементов последовательности случайный. Параметры распределения t находят по формулам

$$E(t) = (2n - 4)/3; \quad D(t) = (16n - 29)/30; \quad \psi(P) = \frac{t - E(t)}{\sqrt{D(t)}}.$$

Для рассматриваемого примера $E(t) = (2 \times 21 - 4)/3 = 12,66$; $D(t) = (16 \times 21 - 29)/30 = 3,42$; $\psi(P) = (10 - 12,66)/3,42 = -1,5$. По таблице нормального распределения для $\psi(P) = -1,5$ находим $P = 0,064$. Это значение мало для того, чтобы принять

Проверка стационарности случайной функции показателя
 пенетрации лёссов верхнеташкентского комплекса Южного
 Казахстана по критерию Аббе

n	N_i	$N_i - \bar{N}$	$(N_i - \bar{N})^2$	$N_i - N_{i-1}$	$(N_i - N_{i-1})^2$	$\tau_{q_{эмп}}$	$\tau_{q_{табл}}$ $q = 0,05$ $n = 16$	Оценка режима изменчивости			
1	9,0	-1,0	1,0								
2	10,1	0,1	0,01	-1,1	1,21	0,46	0,33	Нестационарный			
3	8,9	-1,1	1,21	1,2	1,44						
4	9,4	-0,6	0,36	-0,5	0,25						
5	9,5	-0,5	0,25	-0,1	0,01						
6	8,3	-1,7	2,89	1,2	1,44	$\bar{N} = 10$ $s^2 = \frac{10,26}{-15} = 0,68$ $q^2 = \frac{9,33}{2(16-1)} = 0,31$ $=$ $\tau_{q_{эмп}} = \frac{0,31}{0,68} = 0,46$					
7	10,1	0,1	0,01	-1,8	3,24						
8	9,8	-0,2	0,04	0,3	0,09						
9	9,8	-0,2	0,04	0	0						
10	10,5	0,5	0,25	-0,7	0,49						
11	10,2	0,2	0,04	0,3	0,09						
12	10,9	0,9	0,81	-0,7	0,49						
13	10,6	0,6	0,36	0,3	0,09						
14	10,9	0,9	0,81	-0,3	0,09						
15	10,7	0,7	0,49	0,2	0,04						
16	11,3	1,3	1,69	-0,6	0,36						
	160,0		10,26		9,33						

решение о характере расположения элементов последовательности, поэтому следует применить более мощный критерий.

Иногда для проверки гипотез о режиме изменчивости используют критерии Спирмена (см. раздел 13.2) и Аббе.

Нужно отметить, что если данные, полученные при использовании приведенных выше критериев, не противоречат нулевой гипотезе (гипотезе о стационарном режиме изменчивости), то это еще не означает ее справедливости, ибо наряду с нулевой гипотезой существуют другие альтернативы. Проверку гипотезы о режиме изменчивости следует начинать с более слабого критерия. К более мощному можно переходить только тогда, когда полученное значение показателя близко к критическому для данного критерия значению. Например, выше при использовании критерия знаков получена вероятность $P=0,064$, на основании которой нельзя принять или отвергнуть нулевую гипотезу. В таком случае следует применить способ проверки, основанный на более мощном критерии. Таким критерием может быть

критерий Вилкоксона для сопряженных пар. В отличие от критерия знаков он учитывает величину различия между сопряженными членами ряда, а не только их знак.

Критерий Аббе. Это строгий способ оценки режима изменчивости геологического параметра, в основе которого лежит оценка дисперсии показателя по величине последовательных

разностей $g^2 = \frac{1}{2(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} d_i^2$, где g^2 — оценка дисперсии; n — число измерений показателя; $d_i = (R_2 - R_1) \dots (R_{i+1} - R_i) \dots (R_n - R_{n-1})$. Оценка g не изменяется при изменении величины R , а выборочная дисперсия

$$s^2 = \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})^2$$

существенно реагирует на изменение оценки среднего значения. Вследствие этого для стационарной случайной функции отношение $\tau_q = g^2/s^2 \approx 1$. Существуют таблицы значений τ_q . Если $\tau_{q_{эмп}} > \tau_{q_{табл}}$, то проверяемая функция нестационарна. Пример оценки режима изменчивости показателя пенетрации приведен в табл. 33.

13.5. ПРИЕМЫ ОЦЕНКИ ПОГРЕШНОСТЕЙ ПРИ ПОЛУЧЕНИИ И ОБРАБОТКЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Погрешности измерений и расчетов являются неизбежным элементом получения и обработки инженерно-геологической информации, поэтому весьма важно уметь правильно их оценивать и учитывать в практической деятельности.

Как известно, все измерения, которые проводятся в ходе инженерно-геологических исследований, осуществляются с ограниченной точностью.

Результат измерения, с какой бы точностью его не выполняли, дает не истинное значение измеряемой величины, а лишь приближенное. Степень приближения зависит от вида измерения, типа используемой аппаратуры, условий проведения опыта, навыков лица, проводящего анализ, и т. д. С подобным явлением в той или иной мере приходится сталкиваться при любом виде анализа, связанного с измерением и числовым выражением некоторой характеристики, например при оценке объемной массы, влажности, пористости и т. д.

Можно сказать, что независимо от природы изучаемой величины методы ее определения всегда обладают некоторой погрешностью.

Другая причина возникновения погрешностей в исходных экспериментальных данных состоит в том, что изучаемые в инженерной геологии величины не являются постоянными вследствие природной неоднородности грунта и подвержены определенным флуктуациям. Так, например, содержание того или

инного компонента в пробах грунта испытывает некоторое колебание, даже если пробы взяты вплотную друг к другу.

В дальнейшем, проводя обработку инженерно-геологической информации, мы используем результаты измерений в качестве исходных данных для расчетов. При этом приближенные величины подставляются в те или иные формулы и преобразуются определенным образом. Вполне понятно, что результат таких расчетов также будет приближенным, а результирующая погрешность определяется не только точностью измерений, но и видом использованных расчетных формул. Исходная погрешность вследствие вычислительных операций изменяется по своей величине и может возрасти во много раз. Это весьма важный аспект, который не всегда учитывается.

Наконец, еще более существенными могут быть погрешности, возникающие в результате схематизации инженерно-геологических объектов и явлений при их количественном описании. Эти погрешности связаны главным образом с использованием расчетных моделей, недостаточно полно и точно отражающих реальный объект, с принятием тех или иных допущений о законе распределения случайной величины и т. д.

Таким образом, точность инженерно-геологических расчетов определяется погрешностями:

- в исходных данных, связанных с неточностью методов измерения инженерно-геологических параметров и естественной неоднородностью горных пород;
- преобразования приближенных исходных данных в процессе различного рода пересчетов;
- схематизации, которые являются следствием неверных допущений или использования математических моделей, недостаточно точно отражающих исследуемый объект или явление.

Вопросам оценки точности определения или измерения инженерно-геологических характеристик посвящена обширная специальная литература. Вместе с тем необходимо отметить, что большинство этих работ касается, главным образом, приемов оценки погрешностей при лабораторных или полевых испытаниях грунта. Некоторые результаты этих исследований нашли отражение в нормативных документах (ГОСТ 20522—75), регламентирующих точность определения некоторых показателей свойств грунта, таких, как влажность, плотность, пластичность, деформируемость и др. В значительно меньшей мере проанализированы факторы, в зависимости от которых меняется точность лабораторных испытаний.

В последнее время В. В. Дмитриевым [9] был проведен интересный эксперимент с группой инженерно-геологических лабораторий, который позволил уточнить структуру и оценить вес различных составляющих суммарной погрешности при определении показателей физико-механических свойств некоторых типов песчаных и глинистых грунтов. С этой целью им был использован так называемый метод однофакторного дисперсион-

ного анализа. В суммарной погрешности В. В. Дмитриев выделяет три составляющих: 1) внутрилабораторную погрешность воспроизводимости; 2) то же, межлабораторную* и 3) погрешность вследствие природной неоднородности грунта. Им было также установлено [9], что отношение межлабораторной и внутрилабораторной погрешностей для различных показателей в среднем колеблется от 1,1 до 13,1, а величина погрешности из-за природной неоднородности горной породы в пределах одного инженерно-геологического элемента составляет от 15 до 80 % от суммарной погрешности показателя. Из этих данных можно заключить, что в суммарной погрешности исходных инженерно-геологических характеристик весьма существенную роль играет межлабораторная погрешность воспроизводимости, а также составляющая, связанная с природой неоднородностью грунта.

Определяемые в полевых или лабораторных условиях показатели свойств грунта служат в дальнейшем исходными данными для инженерно-геологических расчетов.

Вопросы оценки величин возникающих при этом погрешностей достаточно хорошо разработаны в теории ошибок [48]. Чтобы определить, каким образом погрешность в исходных данных трансформируется в ходе вычислений, обычно используют приемы дифференциального исчисления, считая, что итоговая погрешность является функцией непосредственно измеряемых приближенных величин, причем вид функциональной зависимости определяется характером алгоритма, используемого для вычислений.

Наиболее важными с практической точки зрения являются приемы оценки погрешностей при выполнении простейших арифметических операций с приближенными величинами, возведении их в степень, извлечении корней и т. д. Подробно с правилами определения абсолютных и относительных погрешностей** для всех этих случаев, а также приемы определения итоговой погрешности при использовании в инженерно-геологических расчетах более сложных функциональных зависимостей можно познакомиться в работе К. П. Яковлева [48]. В этой же работе приведено достаточно полное описание статистической теории ошибок в приложении к решению конкретных задач, связанных с оценкой надежности вычислений и определений вероятности различного рода погрешностей.

* Внутрилабораторную и межлабораторную погрешности воспроизводимости можно рассматривать как случайную и систематическую составляющую суммарной погрешности. Математическая теория ошибок [48], которая позволяет более точно оценить величину погрешности и уменьшить ее влияние на окончательный результат измерений, применима исключительно к случайным ошибкам.

** Абсолютной погрешностью некоторой величины называют разность между точным и приближенным ее значениями, а относительной — отношение абсолютной погрешности к точному значению данной величины [48].

При всех расчетных инженерно-геологических работах важное значение имеют следующие практические рекомендации:

— точность окончательного результата вычислений, вообще говоря, не может быть выше точности исходных данных, т. е. точности измерений;

— еще не приступая к расчетам, на основании относительных погрешностей исходных данных следует приближенно установить относительную погрешность окончательного результата;

— если исходные данные имеют различную величину относительных погрешностей, то необходимо принимать во внимание прежде всего погрешность наименее точного из исходных данных, так как его погрешность определяет в основном и погрешность результата вычислений;

— окончательный результат вычислений следует давать с тем числом значащих цифр, которое отвечает его погрешности.

Ошибки схематизации, связанные с использованием расчетных моделей, не всегда адекватно отражающих структуру и свойства реальных инженерно-геологических объектов и явлений, представляют большую сложность с точки зрения их оценки и учета. Обычно при построении расчетной модели исследователь не только «домысливает» некоторые свойства изучаемого объекта, но и наделяет его такими особенностями, которыми объект вообще не обладает. Например, принимаемые довольно часто при вычислении статистических расчетов представления о нормальности функции распределения, о независимости случайных величин, об отсутствии закономерной пространственной изменчивости и т. д. являются по сути дела эвристическими допущениями. Их введение дает возможность формально поставить задачу, но позволяет получать оптимальные решения и строгие оценки лишь в рамках модели. По отношению же к реальной среде, которая при этом исследуется, получаемые оценки не являются точными.

Эффекты, обусловленные влиянием такого рода допущений при инженерно-геологических расчетах, еще недостаточно изучены. Отсутствие соответствующих методик и невозможность использования статистических методов теории ошибок в связи с тем, что каждая расчетная модель является единственной и неповторимой реализацией изучаемого объекта, делают оценку погрешностей схематизации крайне сложной задачей.

Резюмируя состояние вопроса о методах оценки погрешностей при получении и обработке инженерно-геологической информации, следует отметить, что наибольшие успехи здесь достигнуты в области учета погрешностей, возникающих при определении показателей свойств грунтов и дальнейшем их использовании в инженерно-геологических расчетах. Несмотря на большое практическое значение и важность методов оценки погрешностей схематизации и модели, на современном этапе они разработаны крайне недостаточно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ариниушкина Е. В.* Руководство по химическому анализу почв. М., Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
2. *Вайюнина А. Ф., Корчагина З. А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М., Высшая школа, 1973. 399 с.
3. *Викуллова М. Ф.* Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957, 448 с.
4. *Вялов С. С.* Реологические основы механики грунтов. М., Высшая школа, 1978. 447 с.
5. *Гиллер Я. Л.* Таблицы межплоскостных расстояний. М., Недра, 1966.
6. *Горбачев Б. Ф., Харитонова Р. Ш., Нугманова З. З.* Современные методы гранулометрического анализа горных пород: Обзор. М., 1975, 86 с. (ОНТИ ВИЭМС).
7. *Грунтоведение*/Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Знангиров и др., 5-е изд. М., Изд-во МГУ, 1983. 389 с.
8. *Джеффри П., Кипплинг П.* Анализ газов методами газовой хроматографии. М., Мир, 1976. 256 с.
9. *Дмитриев В. В.* Структура дисперсии и точность лабораторного определения показателей физико-механических свойств покровных суглинков.— *Инженерная геология*, 1980, № 3, с. 64—69.
10. *Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 295).
11. *Духин С. С., Дерягин Б. В.* Электрофорез. М., Наука, 1976. 328 с.
12. *Залищак Б. Л., Бурлина Л. В., Кинаренко Р. И.* Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М., Недра, 1981. 151 с.
13. *Злочевская Р. И.* Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во МГУ, 1969. 175 с.
14. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. М., Недра, 1974, 400 с.
15. *Иванов П. Л.* Разжижение и уплотнение несвязных грунтов при динамических воздействиях. Л., Изд-во ЛПИ, 1978. 50 с.
16. *Калачев В. Я.* Новая методика изучения липкости грунтов. М., Изд-во МГУ, 1975. 88 с.
17. *Калинко М. К.* Методика исследования коллекторских свойств кернов. М., Гостоптехиздат, 1963. 224 с.
18. *Качинский Н. А.* Механический и микроагрегатный состав почвы и методы его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1958. 192 с.
19. *Коломенский Е. Н., Серра Ж.* Теоретические основы количественного описания структуры и текстуры горных пород в инженерной геологии.— В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1978, с. 45—51.
20. *Комаров И. С.* Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., Недра, 1972. 296 с.
21. *Котлов В. Ф.* К оценке микротекстуры глинистых пород по данным рентгеновского анализа.— *Вести. МГУ. Геология*, 1975, № 2, с. 89—98.
22. *Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, Наука, 1971. 220 с.
23. *Ларионов А. К.* Методы исследования структуры грунтов. М., Недра, 1971. 200 с.
24. *Ловвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974. 400 с.
25. *Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М., Недра, 1974. 246 с.
26. *Ломтадзе В. Д.* Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., Недра, 1972. 311 с.

27. Мельникова М. К. Методы определения удельной поверхности почв и применение ее для оценки потока почвенной влаги.— В кн.: Работы по методике исследований в области физики почв. Л., 1964, с. 155—163. (АФИ).
28. Месчан С. Р. Механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения (с учетом временных эффектов). М., Недра, 1974. 191 с.
29. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Под ред. Е. М. Сергеева. Т. I, II. М., Изд-во МГУ, 1968.
30. Методы почвенной микробиологии и биохимии/Под ред. Д. Г. Звягинцева. М., Изд-во МГУ, 1980. 224 с.
31. Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., Изд-во МГУ, 1979. 230 с.
32. Осипов Ю. Б. Магнетизм глинистых грунтов. М., Недра, 1978. 200 с.
33. Передельский Л. В., Ананьев В. П. Набухание и усадка глинистых грунтов. Ростов-на-Дону, Изд-во РИСИ, 1978. 144 с.
34. Поляков Е. А. Методика изучения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1981. 182 с.
35. Пономарев В. В. Рентгеноструктурные методы исследования в инженерной геологии. М., Недра, 1981. 194 с.
36. Ребиндер П. А. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М., Наука, 1979. 384 с.
37. Рекишнская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., Недра, 1966. 230 с.
38. Рошаль А. А. Методы определения миграционных параметров: Обзор. М., 1980, 64 с. (ОНТИ ВИЭМС).
39. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов/Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. Л., Недра, 1975. 399 с.
40. Сергеева Н. Е. Введение в электронную микроскопию минералов. М., Изд-во МГУ, 1977. 143 с.
41. Смахов Е. М. Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1969. 94 с. (Тр./ВНИГРИ; вып. 276).
42. Судницын И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М., Изд-во МГУ, 1979. 253 с.
43. Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев, Наукова думка, 1975. 352 с.
44. Ткачук Э. И. Статистические методы при решении инженерно-геологических задач. Новочеркасск, 1975. 96 с. (Политехн. ин-т).
45. Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., Изд-во МГУ, 1964. 310 с.
46. Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. М., Недра, 1975. 304 с.
47. Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962. 456 с.
48. Яковлев К. П. Математическая обработка результатов измерений. М., Гостехиздат, 1953. 364 с.
49. Diamond S. Pore size distributions in clays.— Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18, p. 7—23.
50. Gilman J. C. A manual of soil fungi. Iowa State Univ. Press, 1959, 450 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Адсорбция:
из паров 62, 163
из растворов 163
мономолекулярная 64
полимолекулярная 63
- Активность коррозионная 279
- Анализ:
валовой 38
гранулометрический 148
дискриминантный 417
дифференциально - термический 33
кластерный 414
микроагрегатный 148
морфологический 192
рентгеноспектральный 19
рентгенофазовый 21, 27
спектральный 39
термический 31
термогравиметрический 36
факторный 415
химический полный 38
водной вытяжки 41
электронно-зондовый 19
- Анизотропия:
магнитная 214
упругих свойств 217

Б

Блоки сопротивления 77

В

- Влагоемкость:
максимальная молекулярная 311
полная 79
- Влажность:
весовая 59
капиллярной влагоемкости 310
свободного набухания 74, 78
- Вода:

- адсорбционно-связанная 61, 78
гравитационная 61
кристаллической структуры 61
капиллярно-поглощенная 61
«осмотически» поглощенная 61, 78
свободная 61
связанная 61

Водопроницаемость 244

Водопрочность 316
фильтрационная 320

Время:

- набухания 291
размокания 316
размыва 320

Вытяжка:

- водная 41
щелочная 50, 51

Выщелачиваемость 272

Г

Газы:

- адсорбированные 86
свободные 87
растворенные 86

Гидрослюда 26, 30, 40

Гидрофильность 67

Гумус 45

Д

Давление:

- влаги 74
всасывающее 310, 311
набухания 291, 337, 343
осмотическое 67, 290
поровое 347, 374
природное 338, 346
расклинивающее 290
эффективное 374
- Двойной электрический слой 282
- Декомпрессия 339
- Дисперсия 399

- Диффузия 272
 Диалектическая проницаемость 77, 256, 259
- Е**
- Емкость:
 монослоя 163
 электрическая 77
- З**
- Заряд:
 магнитный 260
 поверхностный 282
- Закон:
 Гука 331, 351
 Дарси 242
 Фика 273
- И**
- Интенсивность смыва 319, 320
 Инфракрасная спектроскопия (ИКС) 234
- К**
- Каолинит 18, 26, 30
 Капиллярная конденсация 63, 65
 Карбонаты 36
 Карст 272
 Квантили 162
 Квартили 162
 Кислотность:
 гидролитическая 54
 обменная 54
 Классификация:
 известково-доломитовых пород 9
 карбонатно-глинистых пород 9
 кремнистых пород 10
 микроструктур 187
 обломочных пород 7
 структур 145
 текстур 145, 146
 Компрессия 336
 Консистенция 310
 Консолидация:
 первичная 336, 345
 вторичная 336, 345
 Коррозия 278
 Коэффициент:
 анизотропии 294
 асимметрии 162, 399
 влагопереноса 310, 312, 315
 вторичной консолидации 337, 318
 гидродисперсии 277, 278
 диффузии 276
 изменчивости 399
 компрессии 336, 338
 консолидации 337, 345
 корреляции 412
 объемной ориентации частиц 265
 объемного сжатия 352
 ориентированности 201
 относительной просадочности 351
 поперечных деформаций 331
 пористости 239, 336
 проницаемости 242
 Пуассона 265, 268, 331, 335, 343, 377
 размягчаемости 318, 357
 сжимаемости 338
 сортировки 162
 температуропроводности 248
 теплопроводности 248
 уплотнения 336, 337
 фильтрации 242, 244, 248, 322
- Критерий:
 Аббе 424
 знаков 423
 Спирмена 424
 Фишера 402
 числа скачков 422
- Критический градиент:
 суффозии 322
 фильтрационного потока 325
- Л**
- Липкость 296
- М**
- Магнитная восприимчивость 214, 260
 индукция 260
 проницаемость 260
 Макроструктура 142

- Макроэлектрофорез 288
 Мезоструктура 142, 143, 197
 Мезотекстура 143, 198, 199
 Метод:
- аргенометрический 84
 - ареометрический 157
 - арретирного хода 293
 - Бойченко 309
 - Богданова 151
 - «бразильский» 359
 - Виноградского 98
 - внешнего эталона 27
 - вращательного среза 370
 - вращательных моментов 264
 - высоких колонн 311
 - газовой хроматографии 92
 - Гедройца 55
 - двух кривых 293
 - двухэлектродный 257, 258
 - донного удаления 159
 - емкостной 259
 - изгиба 361
 - иммерсионный 11
 - Казагранде 344
 - капиллярной пропитки 165
 - Качинского 151
 - кольцевого среза 367
 - кондуктометрический 153, 157, 159
 - конусный 308
 - линейный 11
 - люминисцентно - микроскопический 99
 - магнитной анизотропии 213, 233, 264
 - мембранного пресса 314
 - одной кривой 293
 - однокамерного прибора 276
 - одноосновного сжатия 354
 - одноосновного растяжения 358
 - оптико-седиментационный 155
 - оптической дифракции 208
 - отмучивания в седиментационных трубках 155
 - падающей капли 157
 - пикнометрический 236
 - пипетки 153, 154, 158
 - планиметрический 10
 - пламенно-фотометрический 85
 - полуограниченной трубки 275
 - потенциала протекания 289
 - потенциометрический 82, 84
 - прямых полюсных фигур 203
 - Пфедфера 58
 - равновесных сред 314
 - раскалывания 359
 - режущего кольца 237
 - рентгеновский 4, 202
 - ртутной порометрии 239
 - Сабанина 153
 - ситовой 152
 - соосных пуансонов 361
 - Тейлора 344
 - тензиметров 312
 - термический 4, 31
 - термической дегидратации 69
 - термостатный 59
 - точечный 10
 - фотограмметрический 208
 - химический 4
 - центрифугирования 156
 - четырёхэлектродный 257
 - эксикаторный 63
 - электроосмоса 286
 - электрофореза 287
 - ядерного магнитного резонанса (ЯМР) 72, 77, 234
- Методы:
- адсорбционные 77, 163
 - гигроскопические 74
 - гидравлического равновесия 74
 - денсиметрические 157
 - денситометрические 157
 - динамические 319
 - корреляционные 167
 - косвенные 153, 233
 - крископические 76
 - макроскопические 222
 - микрометрические 158
 - микроскопические 220
 - окрашивания 5
 - расчетные 167
 - рентгеновские 233
 - седиментационные 153, 158
 - статические 316
 - суспензионные 153
 - фильтрационные 166
 - химические 38
 - электрометрические 76

Микроструктура 143
Микротекстура 197
Микроэлектрофорез 288
Минералы глинистые 14, 15, 26
Модуль:
динамический 332, 378
компрессионной деформации 336, 337
мгновенной деформации 332
начальный 332
объемного сжатия 351
общей деформации 331, 332
осадки 336
сдвига 265
упругости 265, 331
Юнга 377
Монтмориллонит 16, 19, 26, 30, 40, 53

Н

Набухание 223, 289, 343
Намагниченность 214, 260
Напор 310

О

Одноосное сжатие 332
Органическое вещество 45
Осадка 348
Относительная просадочность 349

П

Пальгорскит 17, 19, 26
Пластичность 304
Плотность 235
Плывунность 323
Поверхностная проводимость 284
Подвижность:
ионов 286
электрофоретическая 289
Показатель уплотняемости 241
Ползучесть 348, 373, 374
Поляризация 257, 258
Пористость 235, 239
критическая 325
общая 239
Порог ползучести 374, 376
Породы:

глинистые 10
карбонатные 8, 9
кремнистые 10
магматические 7, 114, 115, 117, 128
метаморфические 114, 120, 121, 127
обломочные 7
органогенные 126
осадочные цементированные 7, 8, 122, 127, 129
химические 125

Потенциал:

адсорбционный 74
гравитационный 74
влаги 74
изобарно-изотермический 74
изохромо-изометрический 74
капиллярный 74
осмотический 74
фазовый 283
химический 75

Пределы пластичности 305

Проницаемость 243

Просадочность 349

Просвечивание 266, 269

Профилирование продольное 266

Прочность:

длительная 374
индивидуальных контактов 222
на размыв 222, 358
на сжатие 354
пластическая 372
структурная 339, 244, 373

Р

Размокаемость 316

Размываемость 319

Размягчаемость 316, 318

Растворимость пород 272

С

Свойства:

пльвунные 320
тиксотропные 326
электрокинетические 283

Сжатие:

компрессионное 335
одноосное 332, 354
трехосное 352

Скорость:

- поверхностных волн 377
- поперечных волн 265, 377
- продольных волн 140, 265, 377
- размокания 316
- размывающая (критическая) 319
- упругих волн 140, 265, 377

Состав минеральный 4

Сопrotивление:

- сдвигу 228, 362
- сжатю 354
- удельное электрическое 256, 279

Срез:

- вращательный 370
- кольцевой 367
- плоскостной 364
- со сжатием 363

Степень:

- набухания 290
- засоления грунтов 42
- ориентации 203
- ориентированности 197, 201
- размокания 316

Суффозия 320

Сухой остаток 80

Сцепление 228, 376

Т

Температуропроводность 248

Теплоемкость 248

Теплообмен 248

Теплота:

- замерзания 76
- смачивания 67, 168

Тиксотропия 323

У

Угол:

- внутреннего трения 228, 376
- естественного откоса 319, 324

Удельная поверхность 283

Усадка 294

Ф

Фактор переуплотнения 346

Факторный анализ 415

Х

Хлорит 26, 30

Хрупкость породы 358

Ч

Число пластичности 304

Щ

Щелочность:

- карбонатная 79
- общая 79, 84

Э

Электроповерхностные явления 283

Электропроводность 258, 284

Экспесс 399

Энергия активации 70

Эффект Ребиндера 316

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (<i>Сергеев Е. М., Королев В. А.</i>)	3
ЧАСТЬ I. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД	
Глава 1. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТВЕРДОГО КОМПОНЕНТА	4
1.1. Изучение минеральной части (<i>Н. С. Красилова, В. Г. Шлыков, В. Н. Соколов, В. М. Ладыгин, Э. А. Кривошеева, М. М. Чеховских, Е. Н. Огородникова</i>)	4
1.2. Изучение органической части (<i>В. Г. Шлыков</i>)	45
1.3. Определение емкости обмена и состава обменных катионов пород (<i>М. М. Чеховских, Е. Н. Огородникова</i>)	52
Глава 2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЖИДКОГО КОМПОНЕНТА	59
2.1. Определение количественного содержания (<i>Е. Н. Огородникова</i>)	59
2.2. Изучение энергетического состояния (<i>Р. И. Злочевская, В. А. Королев</i>)	60
2.3. Изучение состава жидкого компонента	79
Глава 3. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗООБРАЗНОГО КОМПОНЕНТА (<i>Е. Н. Огородникова</i>)	86
3.1. Определение количественного содержания	87
3.2. Изучение состава газообразного компонента	89
Глава 4. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БИОТИЧЕСКОГО КОМПОНЕНТА (МИКРООРГАНИЗМОВ) (<i>И. Н. Болотина</i>)	95
4.1. Основные понятия и комплекс методов изучения микроорганизмов пород	95
4.2. Определение количественного содержания микроорганизмов	98
4.3. Изучение видового состава микроорганизмов	108
ЧАСТЬ II. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД	
Глава 5. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ СКАЛЬНЫХ ПОРОД	112
5.1. Общие положения (<i>Н. С. Красилова</i>)	112
5.2. Визуальное описание (<i>Н. С. Красилова, В. М. Ладыгин</i>)	129
5.3. Оптические и электронно-микроскопические методы (<i>Н. С. Красилова, В. М. Ладыгин, В. Н. Соколов</i>)	132
5.4. Ультразвуковой метод (<i>Н. С. Красилова, В. М. Ладыгин</i>)	140
Глава 6. ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД	142
6.1. Общие положения (<i>Ю. Б. Осипов</i>)	142
6.2. Визуальное описание (<i>Б. А. Соколов</i>)	147
6.3. Изучение гранулометрического и микроагрегатного состава (<i>В. Т. Трофимов, П. И. Фадеев</i>)	148
6.4. Определение удельной поверхности (<i>Р. И. Злочевская, В. А. Королев</i>)	162
6.5. Изучение формы и характера поверхности структурных элементов (<i>В. И. Осипов, В. Н. Соколов</i>)	168
6.6. Изучение морфологических особенностей структуры (<i>В. И. Осипов, В. Н. Соколов, Е. Н. Коломенский</i>)	176

6.7. Изучение текстуры глинистых пород (Ю. Б. Осипов, В. Н. Соколов, В. Г. Шлыков, З. А. Кривошеева, В. Н. Никитин)	196
6.8. Изучение структурных связей пород и контактных взаимодействий (В. И. Осипов, В. Н. Соколов)	218

Глава 7. СОЧЕТАНИЕ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД (Ю. Б. Осипов)	229
--	-----

ЧАСТЬ III. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

✓ Глава 8. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ	235
8.1. Изучение плотности и пористости (В. И. Осипов)	235
8.2. Изучение проницаемости (Г. М. Березкина)	242
8.3. Изучение теплофизических свойств (Э. Д. Ерилов, И. А. Комаров)	248
8.4. Изучение электрических свойств (В. Н. Никитин, В. А. Королев)	256
8.5. Изучение магнитных свойств (Ю. Б. Осипов)	260
8.6. Изучение акустических свойств (В. Н. Никитин)	265
✓ Глава 9. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ	272
9.1. Изучение растворимости и выщелачиваемости (И. А. Бриллинг)	272
9.2. Изучение коррозионных свойств (В. Т. Трофимов)	278
9.3. Изучение электроповерхностных свойств (Р. И. Злочевская, В. А. Королев)	282
✓ 9.4. Изучение набухания и усадки (Р. И. Злочевская, В. Я. Калачев)	289
✓ 9.5. Изучение липкости (В. Я. Калачев, В. Т. Трофимов)	296
✓ 9.6. Изучение пластичности (В. Т. Трофимов, В. Я. Калачев)	304
9.7. Изучение капиллярных свойств (И. А. Бриллинг)	310
9.8. Изучение водопрочности (Р. И. Злочевская, В. А. Королев)	316
9.9. Изучение пльвунности и тексотропии (В. И. Осипов, В. Я. Калачев)	323
✓ Глава 10. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ	331
10.1. Изучение деформационных свойств (Р. С. Зиангиров)	331
10.2. Изучение прочностных свойств (В. И. Осипов, Н. С. Красилова, В. М. Ладыгин)	354
10.3. Изучение реологических свойств (Р. С. Зиангиров)	373
10.4. Изучение динамических свойств (В. Н. Никитин)	376

ЧАСТЬ IV. МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Глава 11. НАКОПЛЕНИЕ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (Е. Н. Коломенский, Г. К. Бондарик)	382
11.1. Структура инженерно-геологической информации и ее свойства	382
11.2. Методы накопления информации	385
Глава 12. МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ПРИМЕНЕНИЯ ЭВМ И МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (Е. Н. Коломенский)	391
12.1. Общие положения	391
12.2. Типы инженерно-геологических задач и математические модели, используемые для их решения	393
	437

Глава 13. МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	396
13.1. Методы статистической обработки инженерно-геологической информации (<i>М. И. Горальчук</i>)	396
13.2. Методы выявления и описания взаимосвязей между инженерно-геологическими характеристиками (<i>Е. Н. Коломенский</i>)	407
13.3. Количественные методы классифицирования инженерно-геологических объектов	412
13.4. Способы оценки пространственно-временной изменчивости свойств горных пород (<i>Г. К. Бондарик</i>)	418
13.5. Приемы оценки погрешностей при получении и обработке инженерно-геологической информации (<i>Е. Н. Коломенский</i>)	425
Список литературы	429
Предметный указатель	431

**МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ
ИЗУЧЕНИЮ ГОРНЫХ ПОРОД**

Том 2

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ

Редакторы издательства
С. Г. Бароянц, О. Л. Виноградова
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
График-иллюстратор *А. М. Якубов*
Технический редактор *Л. А. Мурашова*
Корректор *М. П. Курылева*

ИБ 4778

Сдано в набор 02.03.84. Подписано в печать 07.06.84. Т-11467.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 27,5.
Усл. кр.-отг. 27,5. Уч.-изд. л. 29,16. Тираж 6800 экз.
Заказ 476/9081—2. Цена 2 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного
Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга»
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государст-
венном комитете СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая
ул., 14.

Вниманию читателей!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

ГРЯЗНОВ Т. А.

Оценка показателей свойств пород полевыми методами
16 л., 85 к.

Рассмотрено применение полевых методов для оценки основных свойств пород. Приведена классификация основных показателей свойств пород в зависимости от состава, сложения, состояния. Рассмотрены особенности определения этих показателей различными методами, освещены вопросы машинной обработки отдельных комплексов методов, интерпретации результатов исследований. Прогнозируется развитие полевых методов, уделено внимание их экономической эффективности.

Для инженеров-геологов производственных организаций.

*

РУБИНШТЕЙН А. Я., КУЛАЧКИН Б. И.

Динамическое зондирование грунтов.
7 л., 35 к.

Описана история развития динамического зондирования грунтов, изложены теоретические основы метода, проанализированы основные установки, приборы и оборудование для производства динамического зондирования. Показаны пути и способы обработки и практического использования результатов зондирования. Даны рекомендации по оценке неоднородности грунтов, выделению инженерно-геологических элементов и другим вопросам конкретного использования динамического зондирования для целей инженерной геологии, мелиорации и строительства.

Для инженерно-технических работников геологических, изыскательских, научно-исследовательских, проектно-конструкторских и строительных организаций.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

4277