

А. К. ЛАРИОНОВ, В. П. АНАНЬЕВ

ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ

2-е издание

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Производство строительных изделий и конструкций»

Издательство ~~Всесоюзный институт~~
Москва 1969

Учебник «Основы минералогии, петрографии и геологии» содержит краткие сведения по основным геологическим дисциплинам: минералогии, кристаллографии, петрографии, гидрогеологии, мерзлотоведению, инженерной и общей геологии, грунтоведению.

Книга предназначена для студентов строительных вузов и написана в соответствии с действующей программой.

По сравнению с первым изданием заново переработан раздел кристаллографии. В других разделах сделаны добавления, поправки и включены новые данные, появившиеся в науке после выхода первого издания. Рукопись рецензировалась на кафедре грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ (рецензент — доц. В. И. Осипов).

Иллюстраций 214, табл. 20.

2-9-1
142-60

Предисловие ко второму изданию

Во втором издании «Основ минералогии, петрографии и геологии» в ряде разделов учебника авторы внесли некоторые дополнения, а также небольшие изменения и поправки. Вместе с тем сохранено основное содержание учебника, соответствующее программе курса «Основы минералогии, петрографии и геологии» для студентов строительных институтов.

Основные изменения и дополнения сделаны в первой части книги, где заново переработан раздел «Основы кристаллографии». Учтены также новые данные и представления, появившиеся за время, прошедшее с момента выхода первого издания.

При внесении исправлений и дополнений были учтены замечания и пожелания, высказанные различными лицами. В связи с этим авторы приносят глубокую благодарность всем читателям, сделавшим замечания по содержанию учебника.

Авторы

ВВЕДЕНИЕ

Бурное развитие народного хозяйства СССР требует непрерывного увеличения объема строительных работ. Важнейшее условие повышения темпов промышленного и гражданского строительства — непрерывный рост производства строительных материалов и на основе этого расширение выпуска сборных деталей и элементов гражданских и промышленных зданий и сооружений.

В развитии промышленности строительных материалов важное место занимает расширение добычи минерального сырья, которое в одних случаях применяется как естественный строительный материал (тесаный, бутовый камень, кровельная плитка и т. д.), а в других — служит исходным продуктом для получения искусственных строительных материалов (извести, цемента, силикатных изделий и т. д.).

В решении этой задачи на помощь строителям приходят науки геологического цикла. Они изучают состав и свойства горных пород — естественных строительных материалов, направляют их поиски, позволяют правильно вести разработку карьеров. На основе этих наук получают из недр земли питьевую и техническую воду, борются с подземными водами, затопливающими котлованы и карьеры. Наконец, геологические науки помогают строителям проектировать основания под различные здания и сооружения.

Без знания общих вопросов геологии нельзя возводить сооружения, нельзя проектировать разра-

ботку минеральных строительных материалов, нельзя решать многие вопросы строительной техники и производства строительных материалов.

Инженерам-строителям и технологам-строителям необходимы основные сведения из области геологии.

Ознакомимся с некоторыми понятиями о содержании геологических наук.

Геология — наука о составе, строении и истории развития Земли. Основным объектом ее изучения является земная кора — ее состав, структура, происходящие в ней процессы и история развития, а также условия образования и закономерности распределения в ней полезных ископаемых.

Разносторонность и широта вопросов, изучаемых в геологии, привели к разделению ее на ряд отраслей, в настоящее время превратившихся в самостоятельные науки.

В нашем курсе мы ознакомимся только с теми разделами геологии, которые в той или иной мере связаны с вопросами строительства и производства строительных материалов.

Кристаллография — наука, изучающая кристаллы и кристаллическое состояние вещества. Кристаллография изучает как природные минеральные тела, так и различные искусственно получаемые продукты. Кристаллическое состояние вещества необходимо учитывать в технологии строительных материалов.

Минералогия — наука о минералах, их составе, физических свойствах и процессах образования. Минералы представляют собой естественные, химически однородные тела, имеющие определенный химический состав и образовавшиеся в результате различных физико-химических процессов. Изучение естественных минералов помогает создавать комплекс искусственных минералов, аналогичных природным. Основу большинства строительных материалов и составляют искусственно получаемые минеральные соединения.

Петрография — наука о химико-минералогическом составе, свойствах, структуре и условиях образования горных пород, которые представляют со-

бой скопления одного или нескольких минералов. Большинство горных пород в той или иной мере применяется в строительстве как естественные материалы или сырье для получения искусственных материалов. Работами академика Д. С. Белянкина и его учеников за последние 30 лет создан новый раздел петрографии — «техническая петрография», изучающая искусственные образования: стекло, цементный клинкер, шлаки, огнеупоры, абразивы и т. д. Этот раздел имеет большое практическое значение для технологии строительных материалов.

Динамическая геология — наука о процессах, протекающих на поверхности и внутри Земли. Все сооружения, возводимые человеком, подвергаются воздействию этих процессов. Поэтому изучение данной отрасли геологии очень важно для строителей.

Историческая геология — наука об истории и закономерностях развития Земли с момента образования земной коры. Помимо большого теоретического значения, она играет определенную практическую роль, так как позволяет прогнозировать направление поисков различных полезных ископаемых (в том числе естественных строительных материалов).

Учение о полезных ископаемых — отрасль практического применения геологии для поисков тех или иных рудных и нерудных минералов, в том числе естественных строительных материалов.

Гидрогеология — наука о подземных водах. Изучает условия их возникновения, накопления, перемещения, а также состав и методы их разведки. Представляет большой интерес как наука, позволяющая выявлять источники получения технических и питьевых вод, а также прогнозировать приток воды в котлованы, траншеи, карьеры и другие строительные выемки.

Инженерная геология — наука, изучающая горные породы в качестве основания и среды для сооружений, а также исследующая процессы, влияющие на устойчивость сооружений, возникающие как при воздействии естественных факторов (физико-геологические явления), так и при инженерной деятельности человека (инженерно-геологические про-



М. В. Ломоносов

цессы). Инженерная геология исследует пути улучшения строительных свойств рыхлых горных пород.

В состав инженерной геологии входит грунтоведение — наука, изучающая состав и свойства пород, слагающих верхнюю толщу земной коры, в связи с инженерно-строительной деятельностью человека. Большинство перечисленных отраслей геологии, с одной стороны, тесно связаны с физикой, химией, математикой и физической химией, а с другой — с комплексом технических наук и в первую очередь с технологией строительных материалов, изучением оснований и фундаментов, гидротехникой и рядом других строительных дисциплин.

Геология как самостоятельная наука оформилась к XVIII веку. Один из основоположников научной геологии — гениальный русский ученый М. В. Ломоносов (1711—1765). В своей блестящей работе «О слоях земных» он высказал мысль о деятельности внешних и внутренних сил, порождающих



Академик
В. А. Обручев

земные слои, и определил геологию как науку о развитии Земли.

Из зарубежных ученых большой вклад в развитие геологии внесли: Д. Геттон (1726—1797), которому принадлежит трехтомный труд «Теория Земли», Ч. Ляйель (1797—1875), написавший широко известные «Основы геологии», и ряд других ученых.

В развитии минералогии, петрографии и кристаллографии большая роль принадлежит русским и советским ученым: В. М. Севергину (1765—1826), А. П. Карпинскому (1847—1936), Е. С. Федорову (1853—1919), Ф. Ю. Левинсону-Лессингу (1861—1939), А. П. Заварицкому (1884—1952), Д. С. Белянкину (1876—1958), А. Е. Ферсману (1883—1945) и многим другим.

Развитие исторической и динамической геологии тесно связано с работами крупнейших русских и советских ученых: В. А. Обручева (1863—1956), И. В. Мушкетова (1850—1902), А. П. Павлова

(1854—1929), А. Д. Архангельского (1879—1940), И. М. Губкина (1871—1939), Д. В. Наливкина (род. 1889 г.), Н. М. Страхова (род. 1900 г.) и многих других.

В развитии наиболее молодых отраслей — инженерной геологии и гидрогеологии — большую роль сыграли труды Ф. П. Сазаренского (1881—1946), М. М. Филатова (1878—1942), А. Ф. Лебедева (1882—1936), Г. Н. Каменского (1892—1959), В. А. Приклонского (1899—1959) и других ученых.

В нашей стране геологическая наука стала бурно развиваться после Великой Октябрьской социалистической революции. В советское время были созданы десятки научно-исследовательских институтов, ведущих работы в различных областях геологических наук, выросла целая армия квалифицированных специалистов в разнообразных отраслях геологии.

Советские геологи высокими темпами ведут разведки минеральных богатств нашей страны. Они открыли многочисленные месторождения полезных ископаемых, обеспечив тем самым бурно развивающееся народное хозяйство необходимыми запасами руд, угля, нефти и строительных материалов.

Развитие советской геологии и гидрогеологии сделало возможным создание уникальных сооружений: Волжской ГЭС им. В. И. Ленина, Волго-Донского канала, канала Москва — Волга, Братской ГЭС и многих других.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

ЗЕМЛЯ КАК ПЛАНЕТА

Солнечная система

Земля — одна из планет солнечной системы. Вместе с Марсом, Венерой и Меркурием она входит в группу внутренних планет. Их характерная черта — сравнительно высокая плотность и небольшие размеры.

В табл. 1 приведены главные характеристики планет, составляющих солнечную систему. Между группами внешних и внутренних планет имеется хорошо выраженное отличие по величине, массе и плотности.

Ближайшее к Земле небесное тело (среднее расстояние 384 тыс. км) — ее спутник Луна. Ее диаметр 3476 км, а масса в 82 раза менее массы Земли.

Изучение планет солнечной системы приобретает для человека все большее практическое значение. Колоссальные успехи, достигнутые Советским Союзом в запуске спутников и космических ракет. Историческими датами явились прилунение первой советской ракеты в 1959 г. и мягкая посадка «Лунника-9» на поверхность Луны в 1966 г. Этот подвиг советских инженеров и ученых делает реальным организацию в ближайшие годы полетов ракет с человеком на Луну и планеты солнечной системы.

В состав Солнечной системы кроме планет входит Солнце — ближайшая к Земле звезда. Оно состоит из раскаленных газов, температура которых на поверхности колеблется около 6000°, а в недрах достигает многих миллионов градусов. Солнце, так же как и планеты, вращается вокруг своей оси; отличительная черта этого движения — то, что отдельные пояса его движутся с разными скоростями.

Солнце — могучий источник энергии. Земля получает от него громадное количество лучистой энергии. Величи-

Характеристика планет Солнечной системы

Планеты	Расстояние от Солнца, млн. км.	Диаметр планеты, тыс. км.	Масса планет по отношению к массе Земли, усл. ед.	Плотность, г/см ³	Плотность по отношению к плотности Земли, усл. ед.	Время оборота вокруг Солнца (в годах)	Космическое спутников
Внутренние планеты							
Меркурий	58	4,8	0,06	3,8	0,7	0,24	0
Венера	108	12,2	0,82	5,2	0,88	0,62	0
Земля	149,5	12,8	1,00	5,5	1,00	1,00	1
Марс	228	6,8	0,11	3,9	0,72	1,88	2
Внешние планеты							
Юпитер	778	142,1	318,0	1,3	0,24	11,86	12
Сатурн	1428	121,0	95,0	0,7	0,13	29,46	10
Уран	2868	50,7	15,0	1,4	0,23	84,02	5
Нептун	4494	44,6	17,0	2,2	0,22	164,8	2
Плутон	5917	6,0	—	—	—	248,4	—

на является приблизительно цифрой $18 \cdot 10^{23}$ эрг/сек. Благодаря этому потоку света и тепла стала возможной жизнь на Земле. Практически неиссякаемым источником энергии являются ядерные реакции, непрерывно происходящие в недрах Солнца.

Солнце вместе с планетами входит в единую звездную систему — галактику, имеющую сжатую форму, близкую к чечевице (рис. 1). Звезды образуют скопления, видимые нами в Млечном Пути. В его составе насчитывается до 100 млрд. звезд. Солнечная система вместе с другими звездами, составляющими галактику, вращается вокруг оси Млечного Пути. Центр нашей галактики расположен на расстоянии 35 тыс. световых лет (световой год = $31\,536 \cdot 10^8$ км) от Земли. Полный оборот вокруг оси галактики Солнце совершает за 250 млн. лет.

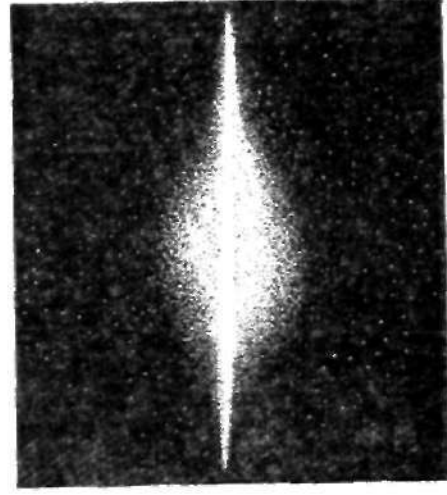


Рис. 1. Форма галактики

Помимо Млечного Пути, в космическом пространстве в настоящее время обнаружено около 100 млн. других галактик. Из них ближайшей является галактика Скульптор, которую отделяет от Солнечной системы пространство в 240 тыс. световых лет.

В настоящее время установлено, что, помимо Солнца, существует много звезд, вокруг которых вращаются темные небесные тела типа наших планет. Так, вокруг звезды Вольф-358 вращается планета с периодом обращения 3,75 г., а звезда Баркарда имеет планету с оборотом в 1,25 г. и т. д. Надо полагать, что число темных небесных тел типа планет Солнечной системы так же бесконечно, как и звезд.

Человечество давно стремится разрешить загадку возникновения Солнечной системы. Первой попыткой научного объяснения происхождения Земли по праву может быть названа гипотеза, выдвинутая в 1796 г. немецким ученым Кантом, дополненная позднее французским астрономом Лапласом. По этой гипотезе, планеты и Солнце образовались из раскаленной газовой туманности, вращавшейся вокруг определенной оси. Вследствие охлаждения туманность начала сжиматься и уплотняться, скорость ее вращения возросла. В результате различия скоростей движения разных частей туманности последняя разделилась на ряд колец. Со временем кольца разрывались и вещество их образовывало планеты, а внутренний сгусток туманности превратился в Солнце.

Эта гипотеза свыше 100 лет господствовала в науке, но по мере накопления новых исследований и развития астрономии выяснилось, что ряд ее положений противоречит многим наблюдаемым фактам.

На смену ей возникли десятки гипотез, среди которых главную роль играли гипотезы идеалистического объяснения образования Земли с точки зрения ее «исключительности». Одним из самых распространенных построений этого типа явилась гипотеза Джинса. Он считал, что планеты образовались вследствие катастрофического отрыва части массы Солнца в результате притяжения пролетавшего на некотором расстоянии какого-то крупного космического тела. Эта гипотеза не имела теоретических обоснований. Ее успех был вызван лишь религиозно-идеалистической основой взглядов Джинса, нашедших поддержку церкви и буржуазного общества.

Советский ученый Н. Н. Парийский на основании строгих математических расчетов опроверг основные положения этой гипотезы. В Советском Союзе над проблемой образования Земли и планет работает целый ряд ученых. Наибольшее распространение в последние годы получила гипотеза, выдвинутая коллективом ученых под руководством О. Ю. Шмидта. Достоинство этой гипотезы — обоснование космогонических построений на широкой физико-математической базе с применением последних достижений астрофизики и термодинамики.

О. Ю. Шмидт считал, что Солнце на своем пути пересекало одно из пылевых облаков, широко распространенных в галактике. По выходе из облака Солнце захватило значительную часть пылевой материи, и этот рой частиц начал вращаться вокруг него. В пылевой массе образовались сгущения, которые затем превратились в планеты. Часть более легких частиц, расположенных непосредственно у поверхности Солнца, была им захвачена и частично отброшена световым давлением, поэтому здесь смогли образоваться только наиболее плотные планеты. Вдали от Солнца возникли крупные планеты, имеющие малую плотность, в состав которых вошли более легкие вещества.

Скорость нарастания массы планет по мере падения пылевого материала на поверхности образовавшихся тел и уменьшения его содержания в пространстве быстро падала. В настоящее время накопление нового материала на поверхности Земли идет с незначительной скоростью.

Таким образом, по О. Ю. Шмидту, Земля образовалась путем постепенного сгущения и последующего уплотнения холодного твердого пылевидного космического материала.

Ряд положений теории подвергнут критике. В частности, все большее число ученых полагает, что Солнце также образовалось из пылевого материала облака. В этом случае исключается механизм захвата Солнцем пылевой массы.

Интересен взгляд В. Г. Фесенкова на образование планет: он считает, что в недрах Солнца происходят ядерные процессы разного типа. При определенных условиях возникло некоторое уменьшение выделяемой энергии, что привело к охлаждению и сжатию Солнца и последующему резкому увеличению скорости вращения. В результате возрастания последней Солнце приобрело весьма неустойчивую грушевидную форму. Это вызвало отрыв грушевидного выступа и образование из отброшенной солнечной материи планет. Однако взгляды Фесенкова встречают ряд возражений.

Развитие астрономии, радиоастрономии, астрофизики и других наук, а также выход человека в космос дают возможность получить новые данные для решения вопроса о происхождении миров.

Форма Земли

По своей форме Земля приближается к эллипсоиду вращения, имеющему полуоси: большую, равную 6 378,2 км, и меньшую — 6 356,9 км. При детальном исследовании было установлено, что действительная форма Земли гораздо более сложная и была названа геоидом. Геоид — сложная геометрическая фигура, внешние очертания которой определяются формой поверхности воды в морях и океанах, а в пределах континентов — формой поверхности воды в теоретически проведенных бесконечно узких каналах, соединяющих моря и океаны.

Строение Земли

Средняя плотность Земли 5,52. Плотность земной коры, слагающей верхние части нашей планеты, не превышает 2,7. Последнее обстоятельство свидетельствует о присутствии в недрах Земли веществ с высокой плотностью.

Теплота Земли обуславливается двумя источниками тепловой энергии: внешним — солнечной радиацией и внутренним — представляющим собой энергию, освобождаемую в результате радиоактивного и химического распада веществ в недрах планеты и других процессов. Температура в земной коре ниже пояса постоянной температуры (располагающегося на глубине 2—40 м от поверхности) быстро возрастает. Расстояние по вертикали, в пределах которого температура повышается на один градус, носит название геотермической ступени. Ее величина колеблется для разных участков от 20 до 50 м. Среднее ее значение находится в пределах 33 м. Измерение температуры в скважине на глубине 4570 м показало, что ее величина достигает 130—132° С.

В земной коре содержится в среднем $6 \cdot 10^{-5}$ г урана на грамм породы, который за миллион лет способен выделить около 10 ккал тепла. Если бы такая величина была средней для всей массы Земли, то, несмотря на кажущуюся незначительность этой цифры, выделялось бы та-

кое количество тепла, которое превосходило бы более чем в 300 раз потерю его Землей на лучеиспускание в мировое пространство. Но дело в том, что с глубиной содержание радиоактивных веществ убывает и на глубине 1200 км становится совершенно ничтожным. Выделяемое при радиоактивном распаде тепло — важный фактор в жизни Земли.

Магнитность — замечательное свойство Земли. Земля представляет собой могучий магнит с хорошо выраженной магнитной осью и двумя полюсами — южным и северным. Природа магнитности Земли недостаточно известна. Исследованиями советских ученых обнаружено, что Луна заметной магнитностью не обладает.

Оболочки Земли. Большой интерес для науки и практики представляет строение Земли. Установлено, что наша планета сложена из концентрических оболочек — геосфер, как бы вложенных друг в друга. Выделяют три наружные геосферы — атмосферу, гидросферу, литосферу — и ряд внутренних.

Первой наружной геосферой является атмосфера — воздушная оболочка Земли. Много нового в строении верхних слоев атмосферы было обнаружено в последнее время с помощью советских спутников Земли. Атмосфера состоит из нескольких оболочек.

Тропосфера — приземной слой атмосферы мощностью от 6 км (у полюсов) до 15—18 км (у экватора). В средних широтах — ее мощность 10—12 км. Она содержит 9/10 всей массы газов, составляющих атмосферу, и почти весь водяной пар. Характерная черта ее — понижение температуры с высотой. В этом слое воздуха образуются облака и сосредоточиваются тепловые движения воздуха.

Стратосфера — слой, распространяющийся до высоты 40 км. Его температура колеблется в пределах 45—80° С.

Мезосфера простирается выше стратосферы до уровня 80 км, где температура понижается до —90° С. С 80 до 800 км располагается ионосфера. Температура ионосферы возрастает с высотой и достигает на некоторых уровнях очень больших величин, порядка сотен градусов. Выше 800 км над Землей кончается ионосфера и начинается зона рассеяния. По некоторым признакам частицы газов, составляющих воздух, встречают-

ся до высот 1500—2000 км. Этот уровень можно считать верхней границей атмосферы.

Большую роль в жизни Земли играет водная оболочка — гидросфера, называемая Мировым океаном. В отличие от других геосфер она не образует сплошного слоя, покрывая 70,8% земной поверхности. В среднем состав гидросферы соответствует составу морской воды, в которой на 1 л приходится 35 г различных солей, главным образом хлоридов, сульфатов и карбонатов. Помимо этого, в составе воды морей и океанов в рассеянном состоянии содержатся почти все элементы, встречающиеся в земной коре.

Средняя глубина водной оболочки 3,75 км. Наибольшая мощность гидросферы обнаружена в Тихом океане, где впадина у Марианских островов достигает глубины около 11 км. До глубины 1300 м температура океанов колеблется в довольно широких пределах, составляя в среднем: в верхних слоях 15—16°, а на глубинах 1000—1300 м 1—3° С. На глубине 1300 м сохраняется приблизительно одинаковая температура от 4 до 2,5° С. Давление воды на этой глубине более 1000 атм.

Наружная оболочка — твердая геосфера, называемая литосферой, или земной корой. Эта геосфера имеет особенно большое значение.

Литосфера наиболее доступна для исследования и непосредственно изучена в шахтах и скважинах до глубины 5—6 км. Геологические методы дают возможность судить о составе и строении пород до глубины 10—16 км. Эта часть твердой оболочки Земли служит источником минерального сырья, поэтому с давних пор она интенсивно изучается.

В химическом составе литосферы до глубины 16 км преобладают следующие элементы (по А. П. Виноградову, 1950):

Кислород	46,8%	Натрий	2,6%
Кремний	27,3%	Калий	2,6%
Алюминий	8,7%	Магний	2,1%
Железо	5,1%	Прочие	1,2%
Кальций	3,6%		

Таким образом, в составе верхней части коры главную роль играет кислород, кремний, алюминий, железо и кальций. Меньшая роль принадлежит натрию, калию и магнию. Верхняя часть литосферы подвержена сезонным

колебаниям. Глубина проникновения в земную кору суточных и годовых колебаний температуры колеблется для разных местностей от нескольких десятков сантиметров до 45 м. Она изменяется в зависимости от состава и характера залегания слагающих поверхность Земли пород, климата данной местности, проявлений вулканизма и распространения подземных вод. На глубинах, куда не проникают тепловые сезонные колебания, располагается пояс постоянной температуры, где круглый год она остается неизменной. Величина ее определяется средней годовой температурой местности. По мере дальнейшего углубления в недра литосферы происходит повышение температуры в соответствии с геотермической ступенью.

На различных участках поверхности в зависимости от состава пород и разности высотных отметок обнаруживаются различные величины ускорения силы тяжести. Наименьшее ускорение силы тяжести наблюдается на континентах, а наибольшее приурочено к океаническим областям.

В составе земной коры принимают участие разнообразные породы, распределенные весьма неравномерно. На отдельных участках литосферы наблюдается концентрация различных руд, образующих месторождения полезных ископаемых.

Скопления железных руд порождают магнитные аномалии, вызывающие возмущения в распространении силовых линий. Одни из таких крупнейших районов магнитных аномалий — район залегания железистых кварцитов в Курской и Белгородской областях (район КМА). Помимо этого, магнитные возмущения вызываются нарушениями в строении земной коры и некоторыми другими причинами.

В литосфере существуют зоны разломов, к которым приурочены вулканические проявления. Структура земной коры в большой степени предопределяет и рельеф твердой поверхности Земли. Из всего многообразия рельефа поверхности Земли можно выделить три главные разновидности: горный, равнинный и рельеф морских и океанических впадин. Формы рельефа и пути его образования изучаются геоморфологией.

Изучение строения глубинных частей Земли представляет трудную задачу вследствие их недоступности непосредственному исследованию. О строении внут-

ренних частей нашей планеты можно судить на основе геофизических данных:

1. По результатам изучения распространения в недрах Земли сейсмических волн, возникающих при землетрясениях и крупных взрывах.

2. По изучению изменения на поверхности величины силы тяжести (гравиметрический метод).

3. По данным изучения магнитного поля Земли.

4. По некоторым косвенным признакам, например, по изучению состава метеоритов.

В последнее время в Советском Союзе начата проходка специальных глубоких скважин, которые должны вскрыть строение земной коры до глубины 15—20 км. Это даст наиболее достоверные сведения о строении верхней части литосферы.

С поверхности литосфера сложена небольшой по мощности толщей осадочных пород. Под ней располагается гранитный слой мощностью до 50 км. Наибольшая толщина этого слоя обнаруживается под современными горными цепями (Памир, Альпы); под океаническими впадинами местами он совершенно отсутствует. Следующий, базальтовый, слой имеет мощность до 30 км. Наибольшее значение он имеет под материковыми равнинами.

Оба эти слоя объединяются в геосферу, называемую силикатической оболочкой, или «сиалью», по преобладанию элементов кремния и алюминия. Она и составляет вместе с поверхностной осадочной толщей литосферу. Общая мощность литосферы не превосходит 50—70 км.

В последнее время геофизики высказывают мнение, что выделение гранитного и базальтового слоев в составе литосферы должно приниматься только условно, и разница между ними — в плотности.

Под литосферой залегает перидотитовая оболочка, сложенная так называемыми ультраосновными породами (бедными SiO_2), в ее составе преобладают кремний и магний. Последнее позволяет именовать этот слой «сима». Плотность этой геосферы около 3,3—4,5. Перидотитовая оболочка распространена до глубины 1200 км.

За ней располагается промежуточная оболочка. Плотность этой оболочки колеблется от 5,3 до 6,5. Нижняя граница ее распространения — глубина 2900 км.

Наконец, внутреннюю часть Земли занимает центральное ядро, плотность которого колеблется от 9,9 до 11,0. Причем, на глубине 2900 км обнаруживается резкое возрастание плотности с 6,5 до 9,9. По современным представлениям, температура в ядре не превосходит 2000—2500° С.

Агрегатное состояние вещества в ядре Земли пока не ясно. Одни ученые предполагают, что оно находится в твердом состоянии, другие считают его жидким. Состав ядра также пока не установлен. До недавнего времени господствовало мнение, что ядро состоит из никелистого железа.

В последнее время распространяется представление, что железа в ядре не больше, чем в других внутренних геосферах. Высокая же плотность ядра обусловлена высоким давлением, под действием которого вещество, слагающее центральную часть нашей планеты, настолько сжато, что приобрело плотность металлов. По всей вероятности, последний взгляд более соответствует действительности. На рис. 2 приведена схема внутреннего строения Земли.

Геофизиками отброшены представления о делении внутренних частей на 4 обособленные в химическом отношении оболочки. Они считают, что имеет место постепенное изменение химического состава от периферии к центру.

ПОНЯТИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Энергия Солнца, поступающая непрерывным потоком на поверхность Земли, зарождает в атмосфере, гидросфере и в верхней части земной коры разнообраз-

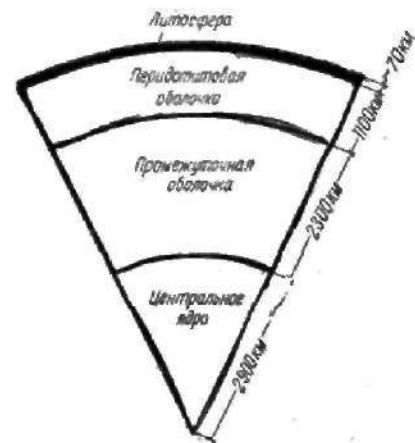


Рис. 2. Схема внутреннего строения Земли

ные динамические процессы. Явления, возникающие под действием внешней энергии, носят названия внешней динамики Земли (экзодинамики, или экзогенных процессов). В свою очередь, энергия, порождаемая радиоактивным распадом, происходящим в недрах Земли, служит причиной развития другого типа процессов, объединяемых наименованием внутренней динамики Земли (энтодинамики, или эндогенных процессов).

Главные процессы внутренней динамики Земли — магматизм, вулканизм, горообразование и сейсмические явления.

Магматизм представляет собой явления подъема и внедрения в верхние части земной коры расплавленной и насыщенной газами массы — магмы или излияние ее на поверхность (в этом случае она приобретает название лавы).

Вулканизм — одна из разновидностей магматических процессов, при котором происходит извержение на поверхность расплавленных лав, газообразных и твердых продуктов, поднимающихся по трещинам земной коры. На поверхность земли они изливаются при помощи вулканов. Формы земной поверхности, которые создаются вулканическими извержениями, разнообразны (маары, диатремы, шлаковые конуса, давовые озера, иглы и т. д.).

Горообразование (орогенез) вызывается действием причин, в основе которых лежит внутренняя энергия Земли. В результате орогенеза горизонтальные поверхностные слои Земли сминаются в складки и разрываются. Подобные процессы носят название **тектонических движений**.

Сейсмические явления (землетрясения) возникают главным образом как отражения тектонических движений и вулканизма, порождающих сотрясения земной коры.

В результате процессов внутренней динамики на Земле возникают горы, глубокие впадины и разнообразные формы рельефа. Явления магматизма ведут за собой появление магматических пород, образующихся путем застывания магмы.

Можно сказать, что внутренняя динамика порождает развитие главных неровностей рельефа земной поверхности.

Процессы внешней динамики Земли тесно связаны с тепловой и световой энергией Солнца. В результате неравномерного распределения тепла возникают ветер, испарение влаги и движение воды на поверхности Земли. Под действием солнечной энергии на Земле развивается жизнь. Эти процессы лежат в основе внешней динамики Земли. Под действием ветра, воды, организмов и растений происходит энергичное разрушение поверхности Земли. Вода и ветер переносят продукты разрушения и нивелируют поверхность Земли, заполняя впадины и неровности поверхности обломками пород.

Накопление в водных бассейнах продуктов механического разрушения горных пород и осадков химического и биогенного происхождения, а также аккумуляция на материках эолового (ветрового), ледникового и другого материала приводят к образованию осадочных пород.

Таким образом, процессы внешней динамики, приводящие к тому, что поверхность Земли сглаживается в равнину, выступают как антагонисты процессов внутренней динамики Земли. Рельеф нашей планеты создается в результате постоянного взаимодействия между внешними и внутренними силами Земли.

Инженерам-строителям, гидротехникам, дорожникам и технологам-строителям необходимо помнить, что возводимые сооружения зависят от воздействия постоянно идущих процессов внешней и внутренней динамики Земли, и поэтому без знания и учета разнообразных геологических процессов нельзя обеспечить достаточную прочность и долговечность строительным материалам и возведенным из них сооружениям.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора, объединяющая в своем составе осадочный, гранитный и базальтовый слои, на разных участках Земли имеет неодинаковую мощность и строение. Поэтому говорят о структурных элементах земной коры. Мощность земной коры колеблется в широких пределах: на участках горных систем она достигает 70—80 км, а в пределах океанических впадин уменьшается до нескольких километров. На рис. 3 показана схема строения земной коры.

В настоящее время геологи выделяют два главных структурных элемента земной коры: платформы и геосинклинали. Платформами называют наиболее жесткие участки земной коры, которые характеризуются малой интенсивностью тектонических движений. В пределах платформ, как правило, преобладают колебательные движения — опускания и поднятия. На таких участках земной коры обычно отсутствуют вулканы и значительные горные цепи. Рельеф отличается широким развитием равнин. Осадочные породы в пределах равнин образуют в большинстве случаев пологие прогибы и выгибы.

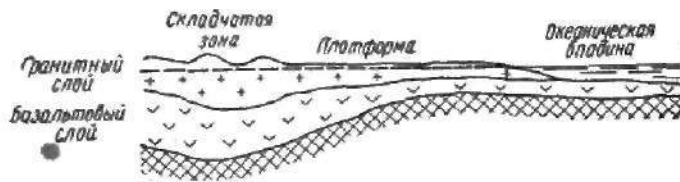


Рис. 3. Схема строения земной коры

Под толщей осадочных пород залегает так называемый складчатый жесткий фундамент платформ. Примером платформенных участков служит Русская платформа, располагающаяся в восточной части Европы. Иногда кристаллические породы фундамента выходят на поверхность, образуя щиты (например, Балтийский в северо-западной части Европы).

Геосинклинальные зоны отличаются от платформ высокой подвижностью и большой дифференцированностью тектонических движений. Наряду с колебательными движениями здесь развиваются интенсивные складчатые и магматические процессы. Суммарная мощность толщ осадочных пород в пределах геосинклинальных зон может достигать 10—20 км и более.

В развитии геосинклиналей выделяются два основных этапа:

первый этап характеризуется образованием в земной коре крупного прогиба, занятого морем, в котором происходит накопление чрезвычайно мощных толщ, преимущественно осадочных пород;

второй этап отличается противоположными горообразовательными процессами. На месте прогиба возникает

складчатая горная страна. Характерно развитие магматических процессов и вулканизма.

В пределах геосинклинальных зон развит вулканизм. Отложившиеся на морском дне осадочные породы при горообразовании подвергаются сильному смятию и разрывам. Примером геосинклиналей, находящихся на первом этапе развития, является прибрежная зона островных дуг западной части Тихого океана. Пример геосинклиналей второго этапа — поднимающиеся горные системы Альп, Кавказа, Копет-Дага, Гималаев.

Дно океанических впадин своей структурой отличается и от геосинклиналей и от платформ. Здесь отсутствует гранитный слой. Под сравнительно маломощным чехлом осадочных образований непосредственно залегает базальтовый слой мощностью всего в несколько километров.

Для структурной эволюции материков характерна следующая закономерность. Платформы образуются из геосинклиналей в результате утраты последними после горообразования высокой подвижности и превращения в жесткие участки земной коры. Такой процесс превращения произошел с Донбассом и другими древними геосинклинальными зонами, где в свое время располагались морские бассейны геосинклинального типа, в которых затем прошел процесс горообразования. После развития горных систем движения земной коры на этих участках почти прекратились. Впоследствии горы были разрушены действием воды, ветра, температурных колебаний и на их месте образовались равнинные пространства, в структурном отношении соответствующие платформам.

Изучение структуры земной коры имеет большой практический интерес, так как помогает в поисках полезных ископаемых и дает возможность решать вопросы инженерного характера.

Часть I

ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

ПОНЯТИЕ О КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ, КРИСТАЛЛАХ И КРИСТАЛЛОГРАФИИ

Кристаллические тела — это твердые вещества, в которых элементарные частицы (атомы, ионы или молекулы) расположены в определенном (закономерном) порядке в виде стройной пространственной решетки, присущей только данному кристаллическому веществу (рис. 4).

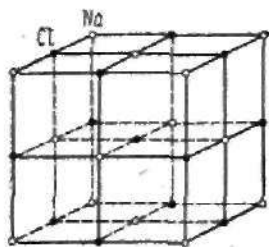


Рис. 4. Пространственная решетка каменной соли

Кристаллическое строение свойственно подавляющему большинству твердых тел, в частности, основной массе минералов и естественным строительным материалам. Кристаллическое состояние веществ в условиях поверхности Земли достаточно устойчиво.

Некоторые минералы имеют аморфное (от греч. бесформенный) строение, так как слагающие их компоненты расположены беспорядочно и менее плотно упакованы по сравнению с кристаллическими телами. Такие минералы лишены свойств, присущих кристаллическим телам. К аморфным телам относятся многие стекла, стекловидные сплавы, некоторые пластмассы, смолы и т. д. Аморфное состояние веществ неустойчиво, и с течением времени они обнаруживают

тенденцию к переходу в кристаллическое состояние. Например, обычное аморфное оконное стекло со временем может принимать кристаллическое состояние, что внешне выражается в его помутнении.

Под кристаллом понимается природное или искусственное кристаллическое твердое тело, обладающее закономерным внутренним строением и ограниченное плоскостями, которые называются гранями. Пересечение двух граней образует ребро кристалла, а точки схождения нескольких граней — вершины. Кристаллы обычно имеют форму многогранника (рис. 5). Геометрическая правильность внешней формы кристаллов обуславливается их внутренним строением.

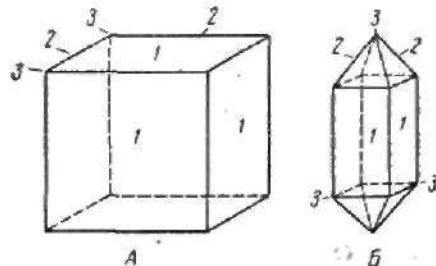


Рис. 5. Кристаллы: А — каменная соль; Б — кварц;

1 — грани, 2 — ребра, 3 — вершины

Кристаллография — наука о кристаллах, изучающая их возникновение и рост, внешнюю форму, внутреннее строение и физические свойства. Она помогает изучать естественные и искусственные кристаллические тела — горные породы и строительные материалы, которые в большинстве сложены из кристаллов. Поэтому строителю-технологу необходимо знать строение и форму кристаллов, законы их развития, методы исследования и т. д.

Внутреннее строение и важнейшие свойства кристаллов

Еще в XIX в. русский кристаллограф Е. С. Федоров разработал теорию внутреннего строения кристаллов и математически доказал, что в кристаллах существует 230 различных типов пространственных решеток. Экспериментальная проверка этой теории стала возможной после появления рентгеновских методов исследования. Современная кристаллография изучает кристаллические вещества при помощи рентгеновских лучей.

Рентгеновские лучи позволили узнать внутреннее строение кристаллических тел. Если раньше кристаллографы познавали кристаллы в той же мере, в какой можно изучить здание, осматривая его снаружи, а химики пытались познать это здание, разрушив его и затем изучая в отдельности входящие в его состав элементы, то рентгеновский анализ впервые позволил исследовать это здание изнутри.

Итак, для кристаллов характерно расположение частиц вещества в виде закономерной пространственной решетки (рис. 6), которая представляет собой

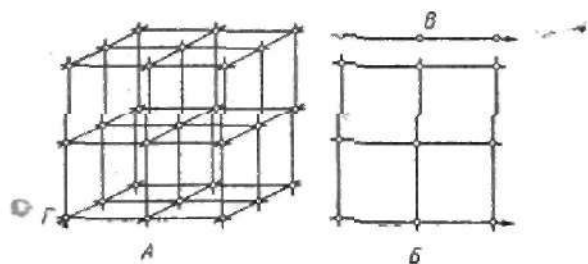


Рис. 6. Пространственная решетка (А), плоская сетка (Б), пространственный ряд (В), узел (Г)

совокупность плоскостей (плоских сеток) и линий (пространственных рядов) с узлами, в которых расположены материальные частицы. Обычно грани, наблюдаемые на кристаллах, соответствуют плоским сеткам пространственной решетки. Расстояние между узлами и плоскостями можно измерить с помощью рентгеноструктурного анализа. Это позволяет строить модели кристаллических структур.

По характеру частиц, располагающихся в узлах, выделяются три главных типа решеток: атомные, ионные и молекулярные. Атомные решетки характерны для алмаза, сфалерита и ряда других минералов, ионные типичны для минералов класса силикатов, галоидов щелочных металлов, молекулярные, состоящие из обособленных, электрически нейтральных молекул, свойственны органическим соединениям. В природе встречаются кристаллы, в которых могут сочетаться различные типы решеток.

Расположение частиц в кристаллах в виде пространственной решетки обуславливает ряд свойств кристаллических веществ. Важнейшие из них — однородность, анизотропность и способность принимать форму многогранников.

Под однородностью кристаллов понимается неизменяемость их физических свойств по параллельным направлениям. По параллельным направлениям физические свойства кристаллов будут различны. Эта неравноценность свойств кристаллов в различных (непараллельных) направлениях получила наименование анизотропности. Например, если взять кристалл кварца (рис. 7), то можно видеть, что в любой точке направления А (аналогично и для В) его свойства будут одинаковы, но они будут различными между направлениями А и В. Особенно отчетливо анизотропность проявляется на слюде, которая легко расщепляется на тонкие пластинки по одной плоскости и не обладает этой способностью в перпендикулярном направлении.

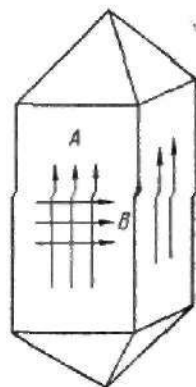


Рис. 7. Однородность и анизотропия в кристалле кварца

Анизотропность, особенно по механическим свойствам (твердость, спайность, пределы прочности), обнаруживается у всех кристаллов.

В условиях свободного роста в соответствующей среде (магматический расплав, морская вода и пр.) кристаллы обладают способностью самоограняться, т. е. принимать форму правильного многогранника. В природных условиях нередко наблюдается неравномерный приток вещества к растущему кристаллу, поэтому они часто получают искаженную форму или занимают только свободное пространство, находящееся между ранее возникшими кристаллами. При этом направление граней каждого кристалла остается неизменным.

Рост кристаллов заключается в развитии возникшей кристаллической решетки путем присоединения к ней новых частиц и нарастания плоских сеток решеток. При этом каждый последующий слой начинает развиваться только после окончания роста предыдущего.

Формулы кристаллов во времени не остаются неизменными. В соответствующих средах они способны изменяться — расти или, наоборот, растворяться.

ЗАКОНЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

Важнейшие законы в кристаллографии — постоянство двугранных углов и симметрия кристаллов.

Закон постоянства двугранных углов выражается в том, что углы между соответствующими гранями кристаллов одного и того же вещества имеют одну и ту же величину (рис. 8).

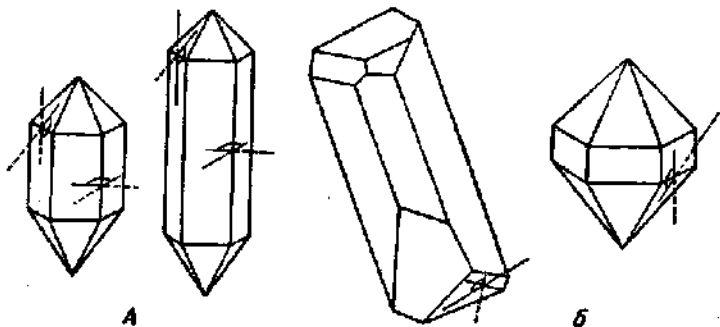


Рис. 8. Постоянство двугранных углов при различном размере (А) и форме (Б) кристаллов кварца

При росте кристаллов могут меняться размеры и формы граней, но углы между соответствующими гранями остаются неизменными, поскольку постоянны углы наклона плоских сеток их пространственных решеток одна относительно другой.

С помощью величин двугранных углов можно точно определить, какому минералу принадлежит тот или иной кристалл.

Симметрия кристаллов. Симметрия (от греч. соразмерность) кристаллических многогранников заключается в закономерной повторяемости одинаковых граней, ребер и вершин в данном кристалле при его вращении и в зеркальном равенстве его частей. Симметрия многогранников определяется с помощью вспомогательных геометрических понятий — элементов симметрии. Важнейшие элементы симметрии кристаллов следующие:

Плоскость симметрии (P) — условная плоскость, разделяющая кристалл на две равные части, зеркально повторяющие друг друга. Количество таких плоскостей в кристаллах колеблется от одной до девяти (рис. 9).

Ось симметрии (L) — воображаемая прямая линия внутри кристалла, при вращении вокруг которой на

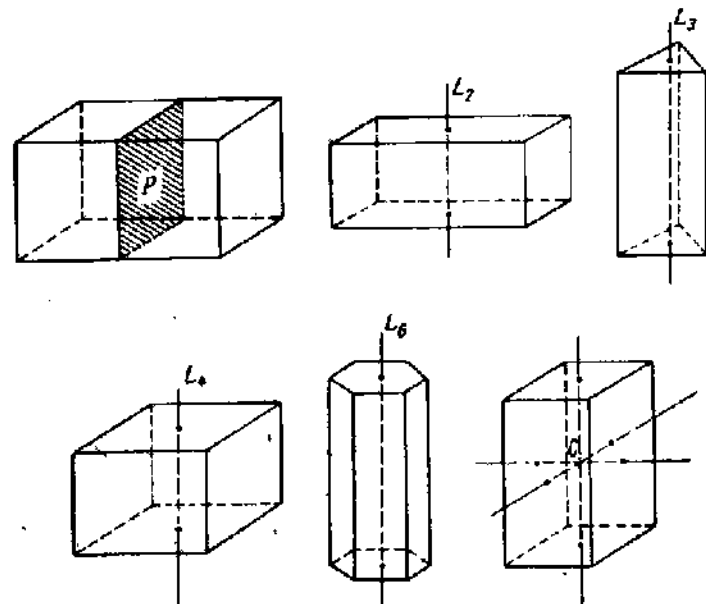


Рис. 9. Элементы симметрии. P — плоскость симметрии; L — ось симметрии; C — центр симметрии

360° кристалл повторяет несколько раз свое первоначальное положение в пространстве. В зависимости от формы кристалла различают оси симметрии второго (L_2), третьего (L_3), четвертого (L_4) и шестого (L_6) порядка. Порядок, к которому относится ось, определяется числом совмещений при одном повороте кристалла вокруг оси на 360°. Оси третьего, четвертого и шестого порядка относят к высшим осям симметрии; ось второго порядка — к низшим. Ось пятого порядка в кристаллах не встречается.

Центр симметрии (C) — условная точка внутри кристалла. Любая прямая, проведенная через эту точку,

по обе стороны от нее на равных расстояниях встречает симметричные точки фигуры.

В кристаллах, кроме простых, встречаются сложные элементы симметрии, например, инверсионная ось, которая является совокупностью простой оси симметрии и центра симметрии. Симметрические преобразования при этом происходят в результате одновременного вращения многогранника вокруг оси и отражения его через центр симметрии.

Для того чтобы понять сказанное, рассмотрим рис. 10, где показан многогранник, имеющий ось симметрии третьего порядка (L_3), которая одновременно является инверсионной осью шестого порядка. После поворота кристалла на 60° и последующего отражения его через центр кристалл совмещается сам с собой. Поворот ребра AB вокруг L_3 на 60° приводит AB в положение A_1B_1 , отражение же через центр совмещает A_1B_1 с ребром ED . Таким образом, вращение кристалла вокруг оси L_3 через каждые 60° даст шесть таких совмещений. Следовательно, линия L_3

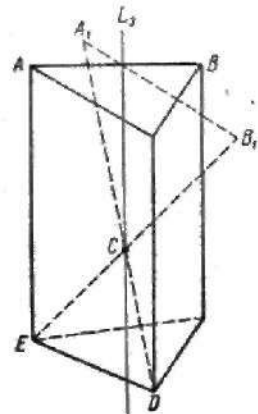


Рис. 10. Инверсионная ось шестого порядка (объяснение в тексте)

в данном случае одновременно является инверсионной осью шестого порядка (q_i6). Кроме того, в кристаллах встречаются инверсионные оси третьего (q_i3) и четвертого (q_i4) порядков.

Все кристаллические тела обладают той или иной степенью развития симметрии, т. е. могут иметь различное количество элементов симметрии, число которых для каждого типа пространственной решетки строго определено.

Число и виды элементов симметрии для каждого многогранника записываются в виде формулы. Например, формула симметрии для куба: $3L_44L_36L_29PC$. Это значит, что куб имеет 3 оси симметрии четвертого порядка, 4 — третьего, 6 — второго, 9 плоскостей симметрии и один центр симметрии.

Проявление симметрии в кристаллах положено в основу классификации кристаллов.

Русский кристаллограф А. В. Гадолин в XIX в. математически доказал, что в кристаллических многогранниках, тело которых строго ограничено и зависит от внутреннего строения кристаллов, элементы симметрии наблюдаются в определенных комбинациях. Таких комбинаций (сочетаний) элементов симметрии возможно только 32. Их называли классами, или видами симметрии. Разделение кристаллов на 32 класса лежит в основе классификации геометрических форм кристаллов.

Классы симметрии по степени сложности объединяются в семь систем, или сингоний (от греч. сходно-угольность).

Сингонии в свою очередь группируются в категории — высшую, среднюю и низшую.

Разделение кристаллов на классы, сингонии и категории облегчает изучение их геометрии, а также физических свойств, которые в ряде случаев близки между собой в пределах одной сингонии.

В табл. 2 приведены классы симметрии и распределение их по сингониям и категориям.

Порядок изучения кристаллов и их симметрии следующий:

- 1) определяют все элементы симметрии;
- 2) по табл. 2 выявляют сингонию и категорию. При этом следует помнить, что кристаллы высшей сингонии имеют более одной оси симметрии высшего порядка (L_3, L_4 и L_6); средней сингонии — одну ось симметрии высшего порядка, остальные оси — второго порядка (L_2); кристаллы низшей сингонии не содержат ни одной оси симметрии высшего порядка.

Предположим, взят кристалл, имеющий форму параллелепипеда с основаниями в виде прямоугольника (форма типа спичечной коробки). Этот кристалл имеет три оси второго порядка ($3L_2$), три плоскости симметрии ($3P$) и один центр симметрии (C). По осям симметрии видно, что кристалл должен быть низшей категории, так как нет ни одной оси высшего порядка. По табл. 2 находим, что кристалл с формулой $3L_23PC$ относится к ромбической сингонии.

Классы симметрии и распределение их по сингониям и категориям

Категория	Сингония	Классы симметрии			
Нижшая	Триклинная	1	2	C	
	Моноклинная	3	P	4	L ₂
	Ромбическая	6	L ₂ 2P	7	3L ₂
Средняя	Тригональная	9	L ₃	10	L ₃ C
		14	L ₄	15	L ₄ PC
	Тетрагональная	16	L ₄ P	17	L ₄ L ₂
		21	L ₆	22	L ₆ PC
	Гексагональная	18	L ₆ 3PC	19	q ₁₄
		25	L ₆ L ₂ 7PC	26	q ₁₆
Высшая	Кубическая	28		29	
		30		31	
		32		33	
		34		35	

ФОРМА КРИСТАЛЛОВ

Знание формы кристалла имеет большое значение при определении минералов. Их облик отражает условия, в которых они образовались, так как развитие граней той или иной простой формы кристаллов связано с температурой, при которой идет кристаллизация, с концентрацией раствора и т. п.

Форма кристаллов многообразна. Многие из них называются просто (куб, призма, пирамида и т. д.), но в ряде случаев наименование формы кристалла складывается с учетом формы грани и количества граней. Например, пентагондодекаэдр — это кристалл, состоящий из 12 граней пятиугольной формы. Поэтому для лучшего понимания сложных названий следует знать значения ряда древнегреческих слов:

моно — один, одно
ди — два, дважды
три — три, трижды
тетра — четыре, четырех, четы-
режды
пента — пять, пяти, пятью
гекса — шесть, шести, шестью
окта — восемь, восьми, восемью

дека — десять, де-
сяти
додека — двенад-
цать
эдра — грань
гомна — угол
пинакос — доска
клино — накло-
ную

По характеру своего ограничения все кристаллы разделяют на простые формы и комбинации.

Простые формы — это фигуры, состоящие из одинаковых и симметрично расположенных друг относительно друга граней. Примером могут служить куб и октаэдр (рис. 11). Простых форм кристаллов всего 47. Это обосновывается математически, исходя из 32 классов симметрии. Прочие формы показаны на рис. 12.

Простые формы бывают открытыми, т. е. не замыкающими пространство со всех сторон, и закрытыми, замыкающими пространство. Примеры открытых и закрытых форм показаны на рис. 11.

Примеры открытых простых форм.

Моноэдр — форма из одной грани.

Диадр — форма из двух пересекающихся граней.

Пинаконт — форма из двух параллельных граней.

Призмы — форма из трех и более граней, пересекающихся по параллельным ребрам.

Пирамиды — форма из трех и более граней, пересекающихся в одной точке.

Название призм и пирамидам дается по очертаниям их поперечного сечения: ромбические, тетрагональные и т. д.

Открытые простые формы не замыкают пространство и могут существовать лишь в единичном сочетании, создавая в этом случае замкнутую форму.

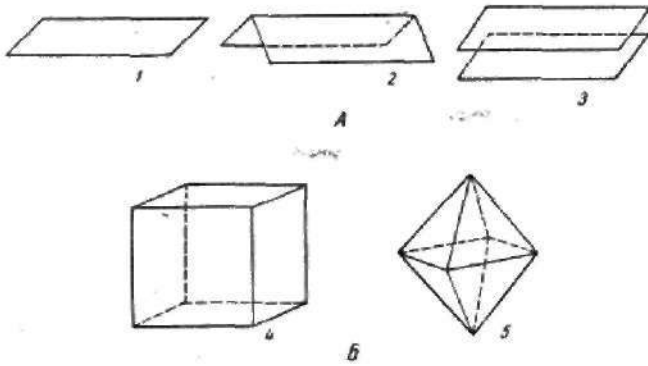


Рис. 11. Пример простых форм. А — открытые формы; Б — закрытые формы:
1 — моноэдр, 2 — диэдр, 3 — линакоид, 4 — куб, 5 — октаэдр

Примеры закрытых простых форм.

Дипирамиды — одинаковые пирамиды, сложенные основаниями; более детальное название дипирамид устанавливается по форме сечения и числу граней; например, тригональная дипирамида — сечение *треугольное, граней шесть*.

Скаленоэдры и трапецоэдры — формы, сходные с дипирамидами, но их боковые ребра не лежат в одной плоскости.

Ромбоэдр — форма из шести ромбов.

Тетраэдр — форма, образованная из четырех треугольников с непараллельными гранями.

Куб — форма из шести квадратных граней.

Октаэдр — форма из восьми равносторонних треугольных граней.

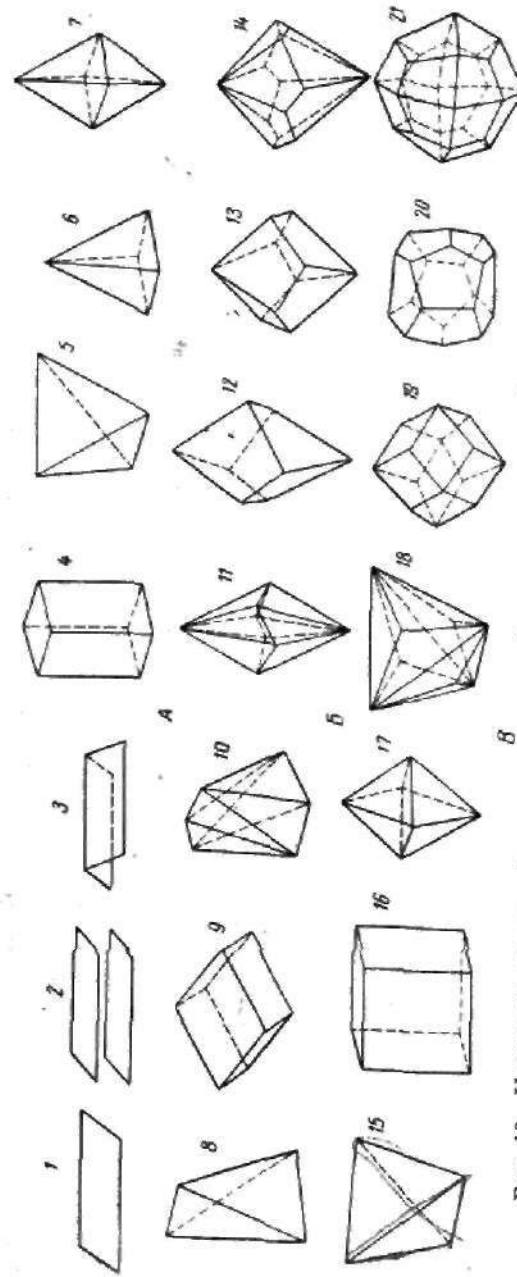


Рис. 12. Некоторые простые формы кристаллов. А — нижшая сингония; Б — средняя сингония; В — высшая сингония.

1 — моноэдр, 2 — линакоид, 3 — диэдр, 4 — ромбическая призма, 5 — ромбическая пирамида, 6 — ромбическая пирамида, 7 — ромбическая дипирамида, 8 — тетрагональный тетраэдр, 9 — ромбоэдр, 10 — тетрагональный скаленоэдр, 11 — тригональный скаленоэдр, 12 — тригональный трапецоэдр, 13 — тетрагональный трапецоэдр, 14 — текстовальный трапецоэдр, 15 — тетраэдр, 16 — куб (гексаэдр), 17 — октаэдр, 18 — тригонитетраэдр, 19 — ромбоододекаэдр, 20 — пентаододекаэдр, 21 — тригонитриододекаэдр

Из 47 простых форм 7 относятся к сингониям низшей категории, 27 — средней категории и 15 — высшей категории.

Комбинации — это фигуры, имеющие различные по очертаниям и величине грани, т. е. один кристалл представляет собой сочетание ряда простых форм. Примером может служить прямоугольный параллелепипед

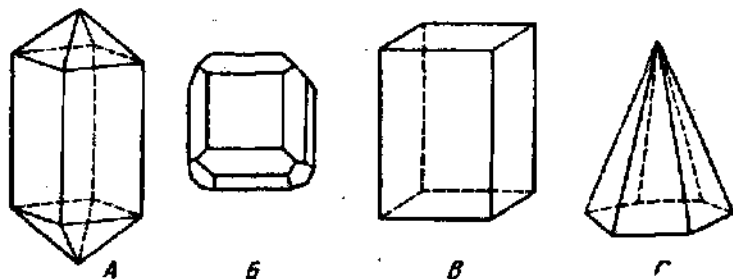


Рис. 13. Некоторые комбинации простых форм. А — комбинация тетрагональной призмы и дипирамиды; Б — комбинация куба и ромбододекаэдра; В — комбинация трех различных по размеру пинакоидов; Г — комбинация гексагональной пирамиды и моноэдра

с гранями трех конфигураций в виде парных прямоугольников — пинакоидов, различных по величине. Другим примером служит гексагональная пирамида, состоящая из граней в виде треугольников — пирамиды и одного шестиугольника, в основании моноэдра. Таким образом, в гексагональной пирамиде есть комбинация двух простых форм — гексагональной пирамиды и моноэдра, а в прямоугольном параллелепипеде сочетаются три различных по размеру пинакоида.

Комбинаций форм бесконечно много. Некоторые комбинации простых форм показаны на рис. 13.

Кристаллические двойники

В природных условиях наблюдается срастание кристаллов, причем в ряде случаев оно носит закономерный характер. Такие срастания кристаллов называют двойниками. Различают два основных вида двой-

ников — срастание и прорастание. Примером срастания может служить двойник минерала гипса, а прорастания — минерал флюорит (рис. 14).

По количеству сросшихся кристаллов различают простые двойники, в которых срастаются два кристалла, и полисинтетические двойники, представляющие собой срастание большого числа кристаллов, закономерно чередующихся.

Проявление двойничества в минералах снижает их прочность.

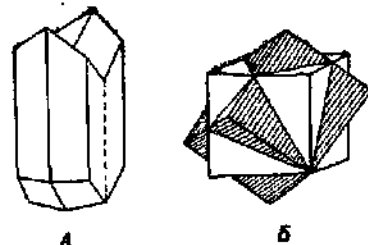


Рис. 14. Двойники кристаллов. А — срастание кристаллов гипса; Б — прорастание кристаллов флюорита (куб в кубе)

ПАРАМЕТРЫ И ИНДЕКСЫ ГРАНЕЙ

Кристаллографические оси. При характеристике многогранников, кроме элементов симметрии, важно определять положение отдельных граней в пространстве и взаимное их расположение. Для этого внутри многогранников условно проводят координатные оси, пересекающиеся в центре (рис. 15, А). Координатные оси, проведенные параллельно рядам пространственной решетки, называются кристаллографическими осями.

Кристаллографические оси имеют три оси, реже их четыре, когда приходится иметь дело с кристаллами тригональной и гексагональной сингонии. При трех осях одна из них (I) должна быть направлена к наблюдателю, другая (II) — слева направо и третья (III) располагается вертикально. Концы осей, направленные к наблюдателю, вправо и вверх, имеют знак плюс (+), в противоположные стороны — минус (—) (рис. 15, А).

Грани кристаллов могут занимать различное положение относительно кристаллографических осей. Это зависит от формы кристалла. Грани могут пересекать одну и больше осей, проходить параллельно осям и т. д. На рис. 15, Б показаны гексаэдр и размещенные в нем кристаллографические оси. На примере заштрихованной

грани можно видеть, что она на некотором расстоянии от центра осей пересекает ось II (—) и параллельна осям I и III. Другое положение на осях занимают грани октаэдра (рис. 15, B). Заштрихованная грань пересекает ось II (+), III (—) и ось I.

Параметры граней. Отрезки, отсеченные гранью кристалла на выбранных осях, называются параметрами данной грани. Покажем это на примере рис. 16, A. Грань *G* отсекает на осях отрезки *a*, *b*, *c*. Эти отрезки —

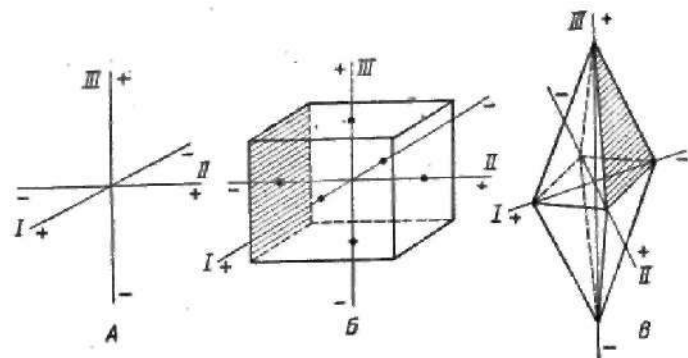


Рис. 15. Кристаллографические оси и их положение в кристаллах. A — система осей; B — положение осей в гексаэдре; B — положение осей в октаэдре

параметры грани *G*. Этот рисунок показывает, что грань *G* на осях отсекает равные отрезки (*a*, *b*, *c*). Следовательно, параметры этой грани на различных осях имеют одинаковое значение. На рис. 16, B отчетливо видно, что грань *G* отсекает разные по величине отрезки, т. е. $a \neq b$, а *c* значительно больше. Этот рисунок показывает, что параметры грани по различным осям могут быть неодинаковыми.

Если грань *G* и другие грани кристалла удалять или приближать к центру осей, то будут наблюдаться соответствующее увеличение или уменьшение параметров этих граней по кристаллографическим осям. При этом форма кристалла остается прежней, а меняется только размер многогранника. Это хорошо видно на рис. 16, B. Фигуры A и B — разные по величине октаэдры. Грань *G*₂ фигуры B от центра отстоит дальше, чем грань *G* фигуры A, тем не менее обе эти грани в пространстве за-

нимают одинаковое положение. Вследствие этого положение грани в пространстве удобнее характеризовать отношениями параметров, так как они будут постоянны при изменении размеров кристалла.

Таким образом, если обозначить параметры грани индексами *a*, *b* и *c*, где *a* — отрезок по оси I, *b* — по оси II и *c* — по оси III, то отношение этих индексов (*a* : *b* : *c*)

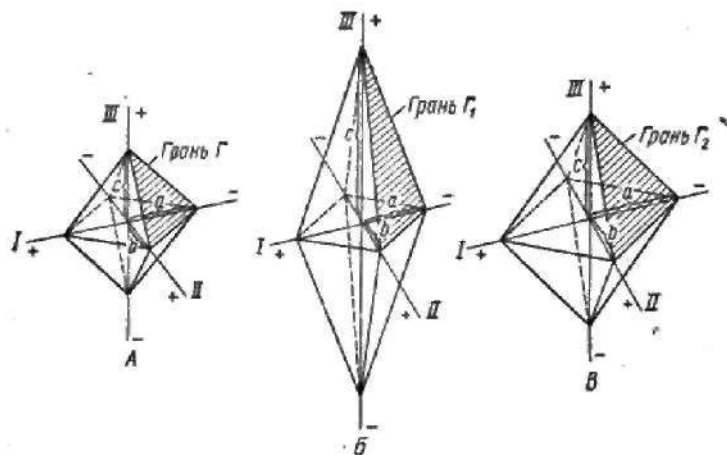


Рис. 16. Кристаллографические оси и параметры граней *a*, *b* и *c* в октаэдрах различной конфигурации (A, B, B)

можно рассматривать как некоторую пространственную характеристику грани.

Благодаря тому, что кристаллы имеют пространственные решетки, была обнаружена закономерность в отношениях параметров разных граней кристалла. Это выражается в том, что отношение индексов двух пересекающихся координатные оси граней одного и того же кристалла дает целые и сравнительно малые числа:

$$\frac{a}{a_1} : \frac{b}{b_1} : \frac{c}{c_1} = m : n : p.$$

Это свойство кристаллов носит название закона целых чисел.

Для сравнения между собой параметров граней кристалла одна из его граней принимается за масштабную.

Ее называют единичной гранью. При измерении положения других граней изучаемого кристалла параметры этой грани принимают за единицу.

Индексы и символы граней. Для упрощения обозначения положения граней в системе кристаллографических осей рекомендуется пользоваться не числами m , n и p ,

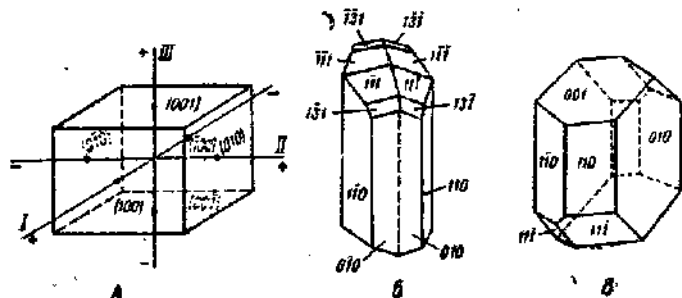


Рис. 17. Символы граней куба (А), кристаллов роговой обманки (Б) и ортоклаза (В)

а обратными им величинами, которые получили название индексов (hkl) :

$$\frac{1}{m}, \frac{1}{n}, \frac{1}{p} = h : k : l.$$

При этом h — отношение к оси I, индекс k — к оси II и l — к оси III. Совокупность индексов в виде (hkl) , взятых в скобки и записанных без знаков препинания, называется символом грани.

Символы конкретных граней выражаются в числах; например, (110) следует читать: один, один, нуль. Если грань образует отрезок на отрицательной стороне оси, то над соответствующим индексом ставится знак минус, например $(\bar{0}\bar{1}0)$; это читается: нуль, минус один, нуль. Индекс «нуль» указывает, что данная грань параллельна соответствующей оси, например, если символ какой-то грани (011) , то это значит, что она параллельна оси I и поэтому значение $h=0$.

Символ единичной грани всегда равен (111) .

Установка кристаллов. Для определения символов граней кристалл устанавливают в системе координатных

осей. Эта работа выполняется по определенным правилам и носит наименование установки кристалла.

Оси координат в кристалле размещают в соответствии с элементами симметрии. Их можно разместить следующим образом: 1) по осям симметрии; 2) по нормальям к плоскостям симметрии (в случае отсутствия или недостаточного числа осей) и 3) параллельно действительным или возможным ребрам кристаллов (обычно в случае отсутствия или недостаточного числа осей и плоскостей симметрии).

В качестве примера может быть установка куба. За три оси принимаются оси симметрии $3L_4$, начало координат помещается в центре фигуры (рис. 17, А). Получаем следующие символы граней: для передней грани — (100) , для задней — $(\bar{1}00)$, правой — (010) , левой — $(0\bar{1}0)$, верхней — (001) и нижней — $(00\bar{1})$.

Установка более сложных кристаллов показана на рис. 17, Б, В.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ

Большую роль в исследовании кристаллов играет изучение их оптических свойств, которые носят строго закономерный характер. Кристаллы определенного состава и строения обладают постоянными оптическими характеристиками, которые исследуют при помощи поляризационных микроскопов. Это позволяет определять минералы в любой смеси — горной породе, строительном материале. Методы оптического исследования нашли широкое применение в геологии, химии и технологии строительных материалов. Так, например, при изготовлении цемента они используются для контроля за качеством клинкером.

Основные оптические свойства кристаллов — преломление, дупреломление, поляризация и интерференция света. Оптические свойства кристаллов выражаются их оптической индикатрисой.

Преломление света. При переходе светового луча из одной среды в другую, отличающуюся по своей плотности, возникает явление преломления. Если световой луч переходит из менее плотной среды в более плотную, то угол преломления луча r (рис. 18) получает меньшую

величину, чем угол падения i . Угол преломления r всегда взаимосвязаны, и их соотношение выражается формулой

$$\frac{\sin i}{\sin r} = N,$$

где N — показатель светового преломления, являющийся постоянной величиной.

При значении угла $r > 90^\circ$ луч света полностью отражается от поверхности раздела сред. Это явление носит название полного внутреннего отражения.

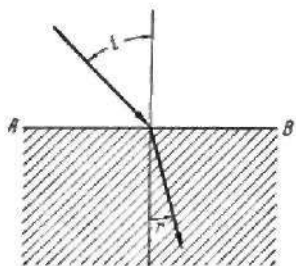


Рис. 18. Преломление света. AB — плоскость раздела сред, i — угол падения, r — угол преломления

Каждый изотропный кристалл, а также аморфное тело, в которых свет во всех направлениях распространяется с одинаковой скоростью, имеют одно значение показателя преломления N , например, вода — 1,33, флюорит — 1,43, галит (поваренная соль) — 1,54, алмаз — 2,42. Анизотропным кристаллам в различных направлениях свойственны неодинаковые значения N . Так, у минерала кальцита в одном направлении $N=1,658$, а в другом — 1,486.

Таким образом, каждый минерал характеризуется своими значениями N , и это служит важным показателем при их диагностике.

Двупреломление света. В анизотропных кристаллах возникает явление раздвоения светового луча, названное двупреломлением. Оно свойственно всем анизотропным кристаллам, но проявляется слабо и лишь в минерале кальците выражено достаточно резко (рис. 19).

Раздвоение светового луча дает два луча — обыкновенный и необыкновенный, которые отличаются от лучей естественного света. Обыкновенный луч распространяется в кристалле с одинаковой скоростью, показатель преломления всегда одинаков и не зависит от направления луча. Показатель преломления необыкновенного луча меняется в зависимости от направления светового луча. В анизотропных кристаллах имеются

направления, где двупреломления не возникает. Эти направления называют оптическими осями кристаллов.

Явление двупреломления широко используется для исследования с помощью поляризационного микроскопа.

Поляризация света. Различают свет обыкновенный и поляризованный. В первом случае колебания светового луча совершаются в плоскости, пер-

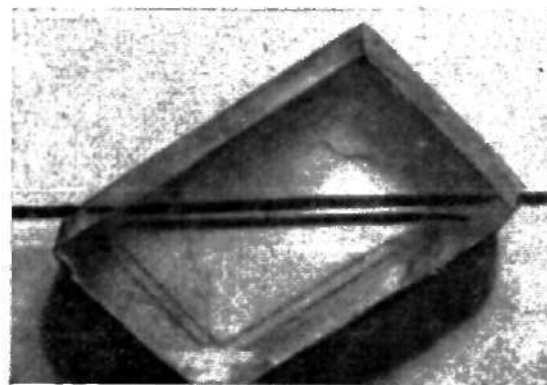


Рис. 19. Двупреломление в кальците

пендикулярной к направлению луча (рис. 20, А). Поляризованный свет получают путем пропускания обыкновенного света сквозь специальные поляризаторы. При этом колебание лучей совершается лишь в одной постоянной плоскости (рис. 20, Б), которую называют плоскостью поляризации. Такой свет называют поляризованным.

Явление поляризации света широко используется в оптике.

Интерференция света. При взаимодействии двух поляризованных лучей, колебание которых происходит в одной плоскости, возникает определенный световой эффект, который называют интерференционным.

Эффект интерференции света зависит от так называемой разности хода световых волн этих двух лучей. Яркость светового луча, которую они создают, при этом может усиливаться или уменьшаться вплоть до полной

темноты. Если взаимодействующие поляризованные лучи пропускают через кристалл, то возникает определенная окраска, называемая интерференцией. В таком виде этот эффект используется в поляризационном микроскопе для диагностики минералов.

Оптические индикатрисы. Распространение света в кристаллах зависит от их внутреннего строения. Представим себе, что в центре кристалла помещен источник

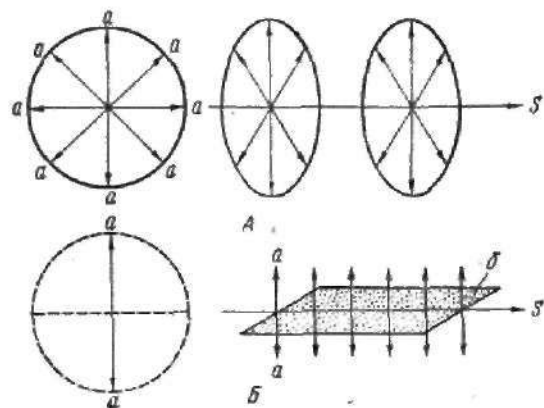


Рис. 20. Колебание луча. А — обыкновенного; Б — поляризованного; а — а — колебание луча, б — плоскость поляризации, S — направление луча

света. Лучи от него будут расходиться во все стороны, достигая в определенный момент какой-то поверхности. Эти условные поверхности, радиус-вектор которых выражает показатель преломления той волны, которая совершает колебания в его направлении, называются оптическими индикатрисами.

В кристаллах кубической (высшей) сингонии, например в кубе, свет распространяется одинаково во всех направлениях, следовательно, их оптические индикатрисы будут иметь форму шара (рис. 21, А). В кристаллах средней категории индикатрисы имеют форму эллипсоида вращения, ось которого всегда совпадает с осью симметрии высшего порядка (L_3 , L_4 или L_6). Характерная черта эллипсоидов вращения — наличие круговых сечений, расположенных пер-

пендикулярно к оси вращения (рис. 21, Б). Все другие сечения — эллипсы.

В направлении, перпендикулярном к круговому сечению, т. е. совпадающем с осью вращения и осью симметрии высшего порядка, луч света не поляризуется.

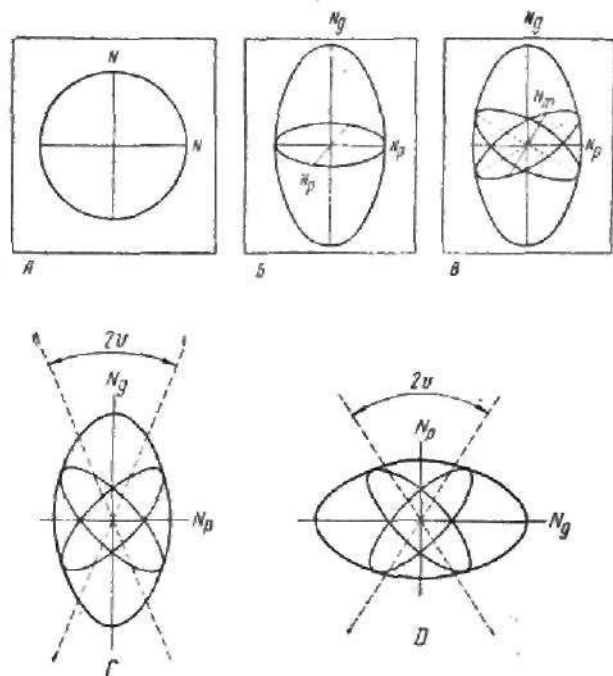


Рис. 21. Оптические индикатрисы. А — высшей; Б — средней; В — низшей сингоний; Г — кристаллы двuosные, оптически положительные; Д — оптически отрицательные

Это единственное в кристалле направление, и оно соответствует оптической оси кристалла. Вследствие этого кристаллы средней категории именуется оптически одноосными.

Полуоси эллипсоида вращения графически выражают наибольший (N_g) и наименьший (N_p) показатель преломления кристалла. Одноосные кристаллы, у которых с оптической осью совпадает наибольший (N_g) по-

казатель преломления, называют оптически положительными, а если наименьший (N_p), то оптически отрицательными.

В кристаллах низшей категории оптическая индикатриса является трехосным эллипсоидом с тремя неравными единично-перпендикулярными осями — большой (N_g), средней (N_m) и малой (N_p), которые графически отображают показатели преломления кристаллов (рис. 21, В). В кристаллах этой категории есть два круговых сечения, перпендикулярно к которым лучи света не поляризуются. Поэтому в таких кристаллах эти два направления служат оптическими осями. Кристаллы с двумя осями называются оптически двуосными.

Оптические оси образуют между собой угол, который называют углом оптических осей и обозначают индексом $2V$ (рис. 21, Г, Д). В том случае, когда биссектриса острого угла между оптическими осями совпадает с N_g , кристалл оптически положителен, а в случае совпадения биссектрисы с N_p — оптически отрицателен.

Важная характеристика кристаллов — величина двупреломления. Ее определяют по разности $N_g - N_p$.

Таким образом, при кристаллических исследованиях минеральных тел с помощью микроскопа в кристаллах необходимо определить: характер распространения световых волн (изотропность или анизотропность), тип индикатрисы, показатели преломления, величину $N_g - N_p$, оптический знак (+ или —) и угол оптических осей.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП

Назначение и типы поляризационных микроскопов

Поляризационный микроскоп — основной прибор для изучения оптических свойств кристаллических тел. Отличительная черта микроскопов этого типа — наличие в их составе анализатора и поляризатора, с помощью которых объекты изучаются в поляризованном свете. Таким микроскопом можно исследовать оптические свойства даже мельчайших кристаллов размером до 1 мк.

Максимальное увеличение объектов в таких микроскопах достигает 1050. Поляризационный микроскоп, помимо возможности рассмотрения препарата в увеличенном виде, позволяет определять оптические показатели кристаллов, а также с помощью специальных фотонасадок фотографировать микроскопические объекты.

Устройство поляризационного микроскопа

На рис. 22 показан поляризационный микроскоп конструкции треста «Русские самоцветы». На металлическом основании микроскопа укреплены предметный столик и тубус, которые содержат все оптические приспособления. Предметный столик вращается вокруг вертикальной оси и имеет на краю деления, позволяющие по отметке нониуса отсчитывать углы поворота. В столике есть ряд отверстий для закрепления вспомогательных аппаратов в определенном положении. Так, например, предметные зажимы для удержания объекта. При помощи зажимного винта можно закрепить предметный столик в любом положении при его вращении.

Для исследования шлифов и подсчета количества того или иного минерала служит столик с накрест лежащими салазками, который при посредстве двух перпендикулярно к друг другу расположенных салазков, приводимых в движение винтами, позволяет перемещать препарат.

Увеличение различной силы достигается применением разных окуляров (2) и объективов (1), которые крепятся на тубусе. К микроскопу дается набор объективов с различной увеличивающей способностью (9X, 20X, 40X, 60X, 90X) и набор окуляров с различным увеличением (5X, 8X, 10X, 15X). В поле видимости окуляра расположен крест нитей — две паутинные нити. В один из окуляров вместо нитей вставляется шкала для определения размеров кристалликов под микроскопом. Общее увеличение микроскопа определяется перемножением увеличений, установленных на тубусе окуляра и объектива. (Например, окуляр 5X, а объектив 8X, общее увеличение 40 раз).

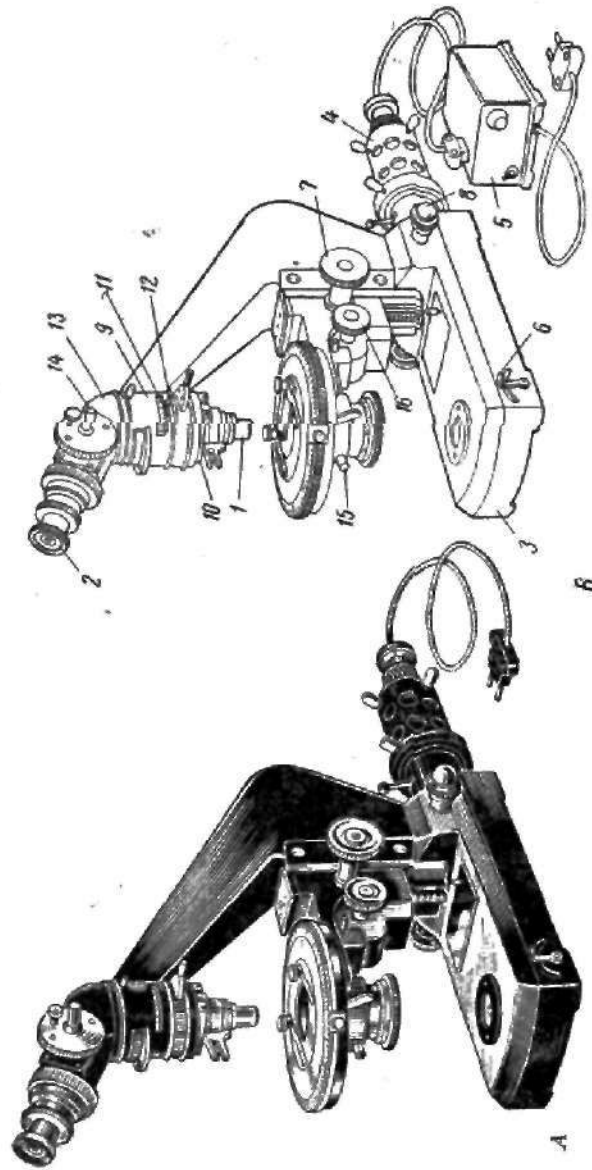


Рис. 22. Поляризационный микроскоп. А — общий вид; Б — схема:

1 — объект, 2 — окуляр, 3 — основание прибора, 4 — фонарь, 5 — трансформатор, 6 — рукоятка для включения и выключения дополнительной линзы, 7 — маховичок грубой подачи, 8 — барабанчик микрометризма, 9 — тубус микроскопа, 10 — салазки со щипцовым устройством, 11 — салазки, 12 — рукоятка для разворота анализатора, 13 — наклонная насадка, 14 — центрировочный винт лямбы конденсора, 15 — корпус конденсора, 16 — рукоятка кремальерного устройства

Поляризационная система микроскопа (рис. 23) состоит из двух призм — поляризатора (7), укрепленного неподвижно под столиком микроскопа, и анализатора (15), который помещается в нижней части тубуса и может выводиться из оптической системы.

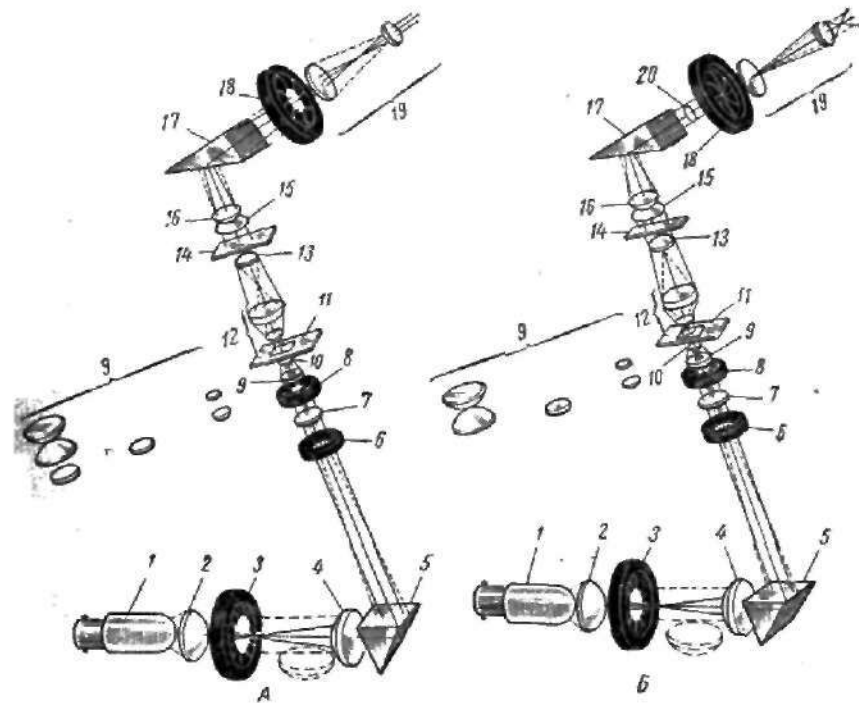


Рис. 23. Оптическая схема хода лучей в микроскопе. А — ортоскоп; Б — коноскоп;

1 — источник света, 2 — конденсорная линза, 3 — полевая диафрагма, 4 — конденсорная линза, 5 — призма, 6 — апертурная диафрагма, 7 — поляризатор, 8 — апертурная диафрагма, 9 — сменный конденсор, 10 — откидная линза, 11 — препарат, 12 — объект, 13 — нижняя коррекционная линза, 14 — компенсационная пластинка, 15 — анализатор, 16 — верхняя коррекционная линза, 17 — призма, 18 — ирисовая диафрагма, 19 — окуляр, 20 — линза Бертрана

Поляризатор представляет собой кристалл кальцита (исландского шпата), распиленный по диагонали и снова склеенный при помощи канадского балъзама, показатель преломления которого равен 1,54. Световой луч, попав в поляризатор, вследствие двойного светопрелом-

ления распадается на два луча (рис. 24). Необыкновенный луч, близкий по показателю преломления к канадскому бальзаму, беспрепятственно проходит через него, обыкновенный же луч, имеющий более высокий показатель преломления, достигая слоя канадского бальзама, претерпевает полное внутреннее отражение и гасится на зачерненной обложке поляризатора.



Рис. 24. Устройство поляризатора. А — обыкновенный луч; В — необыкновенный луч

Подобный поляризатор называют николем. Необыкновенный луч, прошедший через поляризатор, становится поляризованным. Вторым николю, называемый анализатором, гасит поляризованный луч, так как плоскость проходящих через анализатор световых колебаний всегда расположена под углом 90° к плоскости колебаний, прошедших через поляризатор.

Работа с микроскопом может быть в двух вариантах: а) при включенном поляризаторе и выключенном анализаторе (исследования в проходящем свете) и б) при включенных анализаторе и поляризаторе (в скрещенных николях).

На рис. 23 показан ход лучей в поляризационном микроскопе. При этом показаны схемы лучей при ортоскопическом (параллельном) и при коноскопическом (сходящемся) направлении. Коноскопический ход лучей применяется только для специальных исследований характера расположения в кристаллах оптических осей.

Подготовка микроскопа к работе

Степень увеличения микроскопа выбирают путем подбора окуляра и объектива. Вводят анализатор и линзу Бертрана. Под столиком микроскопа полностью открывают диафрагмы и выводят откидную линзу (рис. 23, 10). Затем регулируют свет так, чтобы в тубусе было видно яркое световое поле. Далее проверяют правильность соотношения анализатора и поляризатора.

При их одновременном включении в поле видности микроскопа должно быть полное затемнение.

Следующая операция — установка препарата на вращающийся столик микроскопа и наводка на фокус движением тубуса вверх и вниз.

Вторая проверка — центрирование микроскопа, т. е. проверка совпадения оси вращения столика с оптической осью тубуса микроскопа. Для этого на препарате выбирают точку и вращают столик. Если при этом она будет описывать правильную окружность вокруг центра креста нитей, то микроскоп следует считать отцентрированным, если же точка будет вращаться по окружности, центр которой не совпадает с перекрестием нитей окуляра, необходимо произвести центровку при помощи специальных винтов, расположенных на объективе. После этого микроскоп готов к работе.

Препараты для микроскопического исследования

В зависимости от характера исследуемого вещества препараты изготовляют различными способами.

Скальные породы. Кусочек породы подшлифовывают с одной стороны и наклеивают канадским бальзамом на

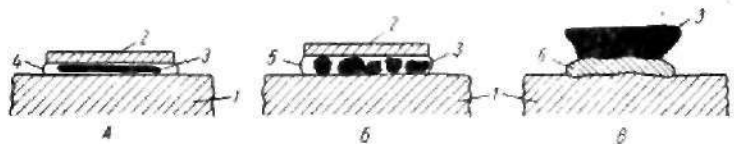


Рис. 25. Препараты для исследования под микроскопом (разрезы). А — шлиф; В — шлик; В — аншлиф:

1 — предметное стекло, 2 — покровное стекло, 3 — исследуемое вещество, 4 — канадский бальзам, 5 — иммерсионная жидкость, 6 — пластилин

предметное стекло. Затем шлифуют обратную сторону кусочка породы до толщины $0,02-0,04$ мм. Шлифованную поверхность заливают канадским бальзамом и покрывают покровным стеклом.

Такой препарат готов к исследованию и носит название шлиф (рис. 25, А).

Рыхлые породы. Чтобы приготовить препарат из рыхлой массы, например песка, следует взять предметное стекло и нанести на него каплю желатинны. В эту каплю вводят зерна песка и распределяют равномерным слоем по стеклу. На огне спиртовки желатинна высушивается, и зерна прикрепляются к стеклу. После этого их накрывают покровным стеклом и под него вводят иммерсионную жидкость нужного показателя преломления, для чего используют специальный стандартный набор иммерсионных жидкостей. Такой препарат носит название **шлих** (см. рис. 25, Б).

Помимо этого, из рыхлых пород (суглинков, глин) также можно изготовлять шлифы, но для этой цели породы предварительно проваривают в канадском бальзаме.

Непрозрачные тела. При изучении некоторых строительных материалов, металлов, руд и других малопрозрачных тел приходится использовать не явление прохождения света сквозь препарат, а отражение от специально подготовленной поверхности. Такие препараты изготовляются в виде **аншлифов** (рис. 25, В). Кусок материала шлифуется с одной стороны, наклеивается пластилином на предметное стекло, а изучается только отраженный от шлифованной поверхности свет.

Для изучения аншлифов применяют специальные микроскопы (типа МИМ-7), снабженные соответствующими устройствами.

Исследование препаратов под микроскопом

Работа с поляризационным микроскопом осуществляется в три стадии: 1) исследования в проходящем свете (при выведенном анализаторе), 2) при скрещенных николях (при введенном анализаторе) и 3) при конюскопической схеме хода лучей.

При выведенном анализаторе в препаратах (шлифах и шлихах) следует определять следующие характеристики минералов и горных пород:

- а) форму кристаллов или зерен, их размеры и окраску;
- б) спайность, трещиноватость, включения;
- в) структуру (только для горных пород);

г) плеохроизм;

д) показатели преломления.

Спайность представляет собой тончайшие закономерные трещины, развивающиеся вдоль определенных элементов кристаллических решеток. В шлифах они видны в виде одной или двух-трех систем трещинок (рис. 26). Устанавливают количество направлений спайности и при помощи вращающегося градуированного столика микроскопа определяют угол между направлениями спайности (если их больше одного).

Плеохроизм — это изменение окраски минерала в проходящем свете при вращении столика микроскопа. В качестве примера служит минерал биотит (изменяющий окраску от светло-желтой до темно-бурой) и роговая обманка (окраска меняется от светло-зеленой до темно-зеленой).

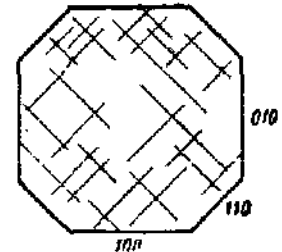


Рис. 26. Спайность пироксена

При изучении этих явлений необходимо помнить, что возможны три случая: 1) плеохроизм с изменением цвета, 2) плеохроизм с изменением интенсивности окраски и 3) сложная форма плеохроизма, при которой изменяется и цвет, и интенсивность.

Для определения размеров кристалликов в препарате всегда используют окуляр, в котором помещена шкала, разделенная на 100 частей. Предварительно определяют в миллиметрах цену деления шкалы при различных объективах. Для этой цели используют объект-микрометр — шкалу с ценой деления 0,01 мм. Эту шкалу помещают на столик микроскопа и определяют, сколько делений окулярной шкалы отвечает одному делению объект-микрометра (рис. 27). После этого любое зерно, размеры которого неизвестны, помещают так, чтобы можно было отсчитать количество делений окулярной шкалы, соответствующих диаметру зерна.

В проходящем свете приближенно определяют показатели преломления. Последнее заключается в определении разницы в показателях преломления между кристаллом и средой, в которой он находится. В шлифах такой средой служит канадский бальзам с показателем

преломления 1,54, в шлихах — иммерсионная жидкость, показатель преломления которой известен.

При рассмотрении шлифа можно видеть, что на границе между двумя кристаллами появляется тонкая светлая полоска (линия Бекке), которая при опускании столика передвигается в сторону среды с большим показателем преломления. Этот световой эффект объясняется тем, что лучи, падая под пологим углом на границу между двумя средами (минералами), испытывают при встрече с минералом, обладающим меньшим показателем преломления, полное внутреннее отражение.

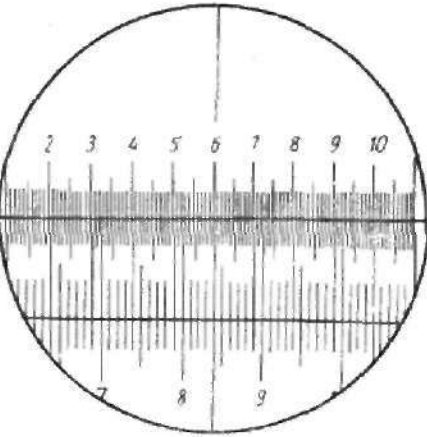


Рис. 27. Определение цены деления окуляр-микрометра

Для определения показателей преломления порошковых препаратов применяют метод иммерсии — сопоставление показателя преломления жидкостей-иммерсий. Для

выявления разности в преломлении используют явление полосы Бекке.

Иммерсионные наборы состоят из 100 жидкостей с показателями преломления от 1,4 до 1,8.

При скрещенных николях препараты исследуют в параллельном свете (ортоскопия) с целью получения следующих оптических характеристик кристаллов: а) интерференционные окраски и величины двупреломления, б) углы погасания, в) изучение двойникового и г) установление оптического характера удлинения.

Интерференционная окраска. Характер интерференционной окраски зависит от величины двупреломления и толщины шлифа. В шкале, приведенной на рис. 28, показана взаимосвязь между указанными элементами. Зная толщину шлифа и интерференционную окраску, можно по номограмме приближенно установить значе-

ние

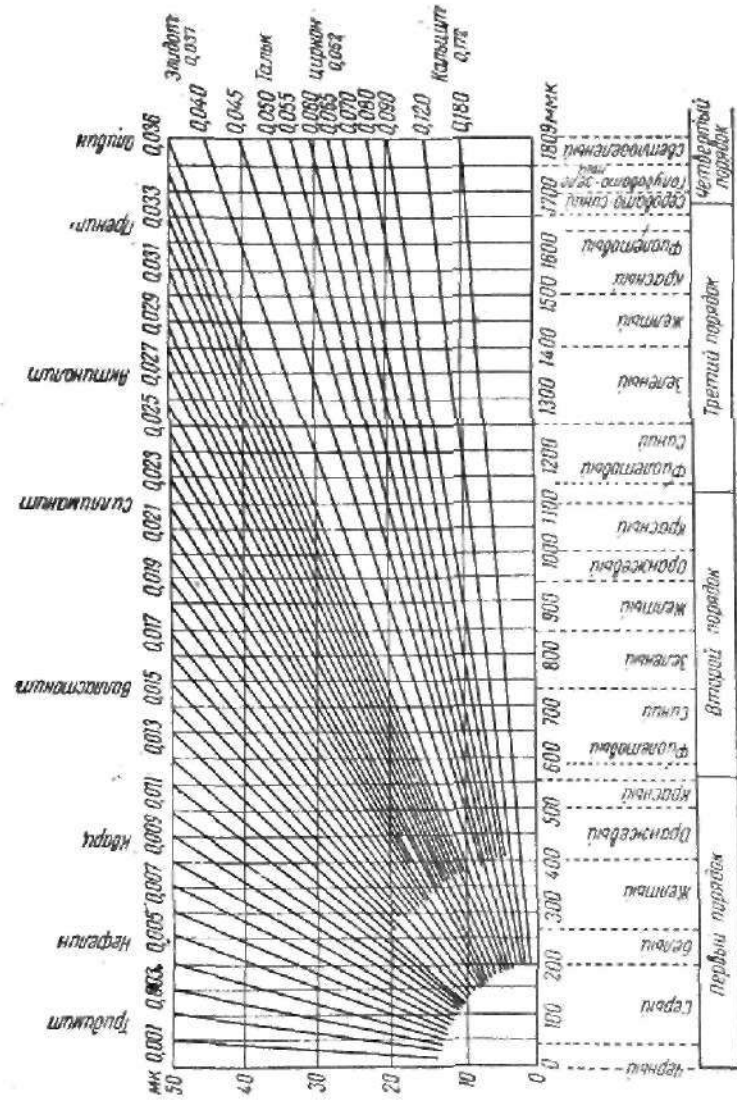


Рис. 28. Шкала интерференционных окрасок

ние дупреломления. Если известна величина $N_g - N_p$, то, пользуясь номограммой, можно определить толщину шлифа.

Углы погасания. Погасание бывает прямое и косое. Прямое погасание наблюдается в кристаллах, установленных своим удлинением или линиями спайности параллельно вертикальной нити окуляра. При этом предполагается, что положение нити совпадает с плоскостью колебания поляризованного луча. Если в этом положении наблюдается затемнение, то кристалл имеет прямое погасание (рис. 29).

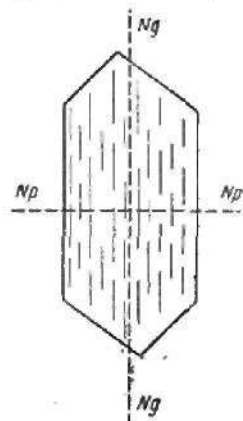


Рис. 29. Прямое погасание по отношению к спайности

Косое погасание возникает при несовпадении кристаллографических осей в данном сечении с осями индикатрисы. Кристаллы погасают при повороте столика микроскопа под некоторым углом к спайности (или удлинению). Угол, образуемый направлением какой-либо кристаллографической оси с одной из осей оптических индикатрис, называется углом погасания кристалла и измеряется по градусной шкале вращающегося столика микроскопа.

Изучение двойников под микроскопом — важная часть оптических исследований. Кристаллы, представляющие собой закономерные сростки (двойники), под микроскопом обнаруживаются очень легко. Слагающие их кристаллы чаще всего имеют различную оптическую ориентировку и поэтому погасают не одновременно, а каждый самостоятельно, под своим собственным углом относительно двойникового шва. Простые двойники легко отличаются от полисинтетических (рис. 30). Двойниковое сложение нередко помогает под микроскопом отличать минералы друг от друга, например, ортоклаз (простые двойники) от микроклина (решетчатые двойники) или от плагиоклазов (полисинтетические двойники).

Часто встречаются кристаллы удлиненной формы. В этом случае важно выявить оптический характер удлинения. Он устанавливается в зависимости

от того, какая оптическая ось совпадает с удлиненной кристаллографической осью. Если совпадает ось N_g , то удлинение положительное, если N_p — отрицательное. Практическое определение делают с помощью специальной пластинки — компенсатора. Им может быть гипсовая пластинка или кварцевый клин. При введении между анализатором и объективом гипсовой пластинки, в которой короткая сторона совпадает с осью N_g , при

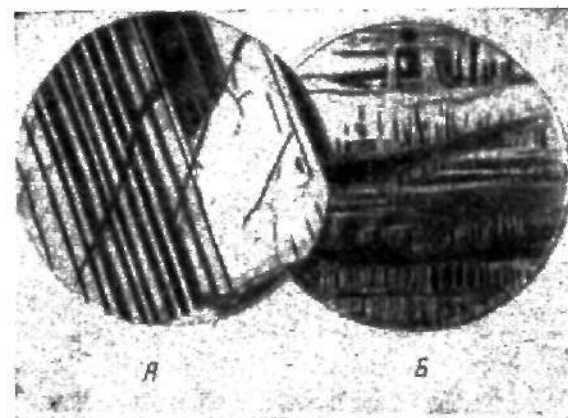


Рис. 30. Полисинтетический (А) и решетчатый (Б) двойники полевых шпатов

установке исследуемого минерала на наибольшее просветление возможны два случая:

а) интерференционная окраска исследуемого кристалла повышается. Это означает, что оптическая ось пластинки (N_g) совпала с оптической осью (N_p), располагающейся по удлинению кристалла, т. е. удлинение отрицательное;

б) интерференционная окраска понизилась. Оптическая ось пластинки (N_g) разноименна с оптической осью (N_p) кристалла, располагающейся по его удлинению. Оптический характер удлинения положительный.

Исследование кристаллов в сходящемся свете (конускопия) применяют: а) для выявления количества оптических осей, б) оптического знака кристалла и в) измерения угла $2V$. Для этих исследований в оптическую систему микроскопа вводят короткофокусную

линзу. После этого вдоль оптической оси микроскопа пойдет только один луч.

При введении короткофокусной линзы возникают различные интерференционные фигуры. Их изучение ведется при дополнительном включении между окуляром и

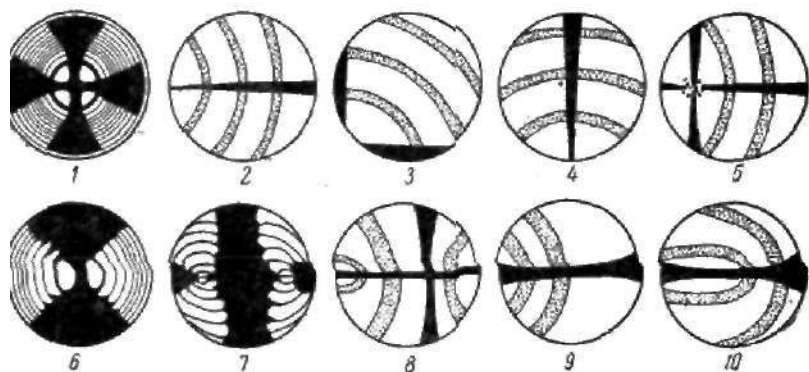


Рис. 31. Интерференционные фигуры одноосных (1—5) и двуосных (6—10) кристаллов:

1 и 6 — разрезы, перпендикулярные к оптической оси, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10 — косые разрезы

анализатором особой линзы (Бертрана), а при ее отсутствии в системе микроскопа — без окуляра.

Для получения четкой и ясной интерференционной фигуры применяют объективы с максимальным увеличением. Характер получаемых фигур для одноосных и двуосных кристаллов различен.

В одноосных кристаллах разрезы, перпендикулярные к оптической оси, дают интерференционную фигуру в виде темного креста (рис. 31). С вращением столика положение креста не меняется. В разрезах, наклонных к оптической оси, видны отдельные ветви или части креста, при вращении столика ветви перемещаются параллельно нитям окуляра.

В двуосных кристаллах разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе, дают интерференционную фигуру в виде системы цветных кривых, располагающихся подобно цифре 8 (так называемых лемнискат). Кривые пересечены темным крестом из двух

неодинаковых по толщине «балок» (рис. 31). На тонкой балке имеются две точки, окруженные темными или цветными кривыми сложной формы. При вращении столика крест распадается на две гиперболические ветви.

Размеры, перпендикулярные к одной из оптических осей, составляют половину фигуры, перпендикулярной к острой биссектрисе; на ней видны концентрические концы, пересеченные одной темной точкой, которая при вращении столика микроскопа изгибается и движется в сторону, обратную вращению столика.

Для определения оптического знака одноосных и двуосных кристаллов применяют гипсовую пластинку или кварцевый клин.

Найдя коноскопическую фигуру одноосного кристалла, в прорезь тубуса вводят гипсовую пластинку. В оптически положительных кристаллах вследствие несовпадения оптических осей пластинки и кристалла в квадратах фигуры, расположенных по длинной стороне пластинки, произойдет снижение интерференционной окраски (появление желтых цветов), а в отрицательных — наоборот, повышение (до синих цветов).

Аналогично определение оптического знака в двуосных кристаллах. Для этого необходимо найти коноскопическую фигуру с выходом хотя бы одной оптической оси.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЫСОКОДИСПЕРСНЫХ КРИСТАЛЛОВ

В предыдущих главах описывались кристаллы, которые видны простому глазу или в поляризационный микроскоп. Наряду с крупными формами в природе большое место занимают кристаллы, размер которых лежит за пределами разрешающей способности микроскопа, т. е. меньше 0,001 мм. К подобным высокодисперсным кристаллам относятся многие природные и искусственные образования. Они входят в состав многих строительных материалов (огнеупоры, плитки и т. д.).

Высокодисперсные кристаллы изучают особыми методами, к числу которых относятся следующие: а) электронномикроскопический анализ; б) структурные анализы (рентгеновский и электронографический); в) микро-

скопический (иммерсионный) анализ и г) термический анализ.

Наиболее достоверные результаты при анализе высокодисперсных тел получаются только при комплексном применении всех этих методов. Это создает известные трудности в работе, но на данной ступени развития науки неизбежно.

Электронномикроскопический анализ

Этот метод дает возможность изучать внешнюю форму высокодисперсных кристаллов — природных и искусственных (минералы, глины, цементы и т. д.). Электронный микроскоп дает увеличение от 3—5 до 20—

30 тыс. раз (рис. 32). В последнее время начали применять электронные сверхмикроскопы с увеличением в 100 тыс. и более раз (700—800 тыс.).

Препарат готовят методом суспензии путем осаждения частиц из коллоидного раствора. Затем сетку с препаратом помещают в вакуумную камеру электронного микроскопа, с помощью электронных лучей рассматривают изображение кристаллов на флуоресцирующем экране и фотографируют их.

За последние годы разработаны методы, повышающие качество электронных микрофотографий и их наглядность: метод оттенения препаратов, метод негативных отпечатков, стереоскопия и т. д.

На рис. 33 показаны некоторые высокодисперсные минералы, форма кристаллов которых установлена в электронном микроскопе.

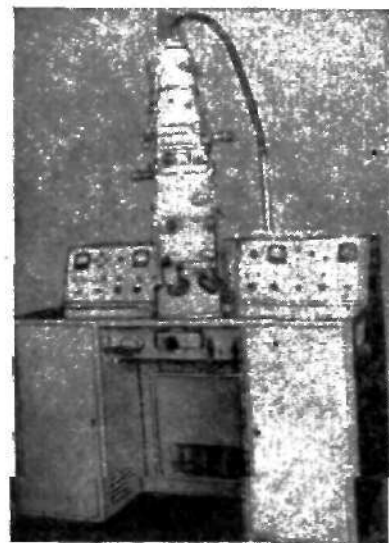


Рис. 32. Электронный микроскоп

Электроннографический анализ в дополнение к рентгенографии также дает возможность изучать структуру и состав высокодисперсных частиц. Этот вид анализа основан на использовании электронных лучей. В отличие от рентгеновских они не отличаются высокой проникающей

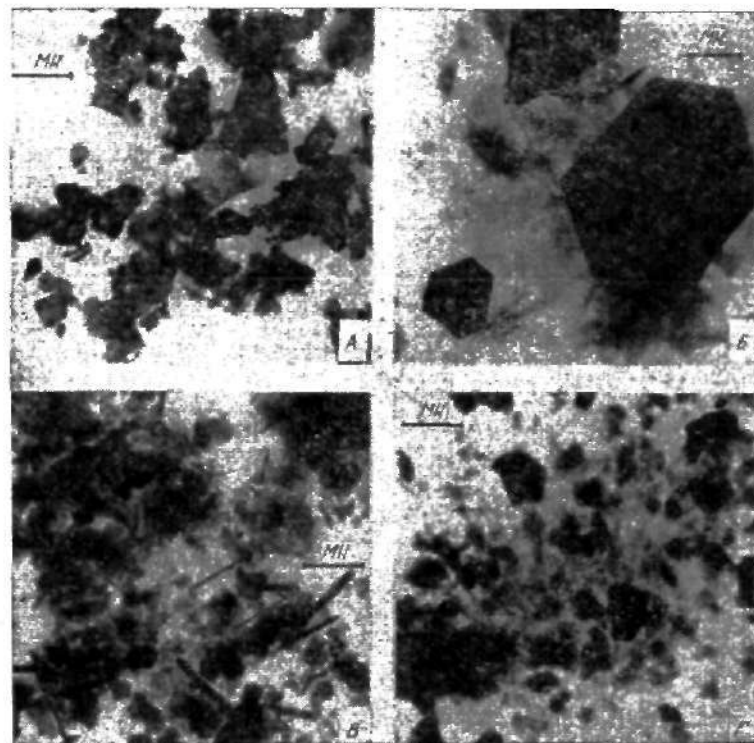


Рис. 33. Формы высокодисперсных минералов. А — гидрослюда; Б — каолинит; В — галлуазит (удлиненные палочки); Г — монтмориллонит (микрофотография реплики)

способностью и в результате дифракции от поверхностного слоя дают изображение на фотопленке в виде электронограммы (рис. 34).

Электроннографический метод имеет большое значение для изучения структуры тонких пленок, а также аморфных и полукристаллических тел.

Структурные анализы проводят двумя методами: рентгенографическим и электронографическим.

Рентгеновские исследования. Рентгеновские лучи способны проникать внутрь кристаллов и отражаться от внутренних плоских сеток их кристаллической решетки. Отраженные лучи улавливаются и фиксируются либо на рентгенографической пленке, либо при помощи специальных счетчиков или флюоресцирующих экранов. Полученное изображение позволяет изучить структуру кристалла и его принадлежность к тому или иному виду минерала, а также узнать те изменения в структурах, которые в них происходят под воздействием термической и механической обработки, химических реакций и т. д. В настоящее время можно получить рентгенограммы образцов, нагретых до 3000° С.

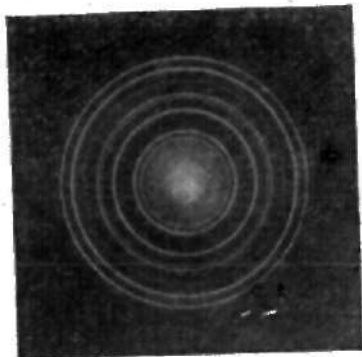


Рис. 34. Электронограмма каолинита

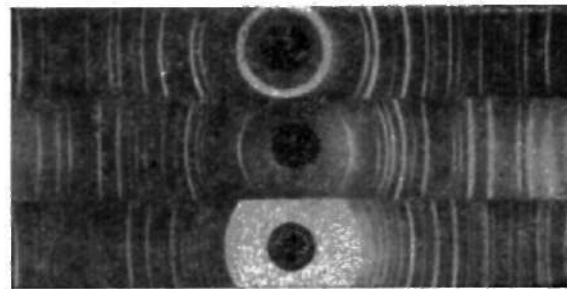


Рис. 35. Рентгенограммы (дебиаграммы) кристаллического порошка

Для рентгеновских исследований используется сложная специальная аппаратура (типа УРС-55А, УРС-50ИМ и др.) с различными приспособлениями в зависимости от

характера съемок и размера кристаллов. Если у кристаллов размер граней не менее 0,5 мк, их можно изучить методом вращения кристалла, либо методом неподвижного кристалла. Если кристаллы очень мелкие и образец представлен порошком, то в этих случаях применяют метод порошков. Он состоит в том, что из порошка отпрессовывают столбик диаметром не более 0,5 мм и направляют на него рентгеновский луч. Такого типа образцы исследуют в основном в целях определения минералогического состава горных пород и строительных материалов. Рентгеновский снимок в виде дебаграммы показан на рис. 35.

Рентгеновские исследования очень надежны и широко используются в практике анализа минеральных кристаллических тел. Минералы аморфной структуры, а также стекла этим методом не исследуются.

Термические исследования

Термические анализы — один из главных методов исследования высокодисперсных частиц. Их объединяют в два метода: метод кривых нагревания и метод обезвоживания.

Метод кривых нагревания основан на выделении воды и возникновении тепловых реакций при перестройке структуры высокодисперсных минералов, происходящих в процессе нагревания. Для каждого типа минералов существуют характерные температурные интервалы, в которых происходит выделение или поглощение тепла. Исследования проводят с помощью прибора — пирометра, в котором все тепловые эффекты регистрируются на фотобумаге в виде дифференциальных кривых нагревания (рис. 36, А). Для выявления моментов поглощения (эндотермические реакции) или выделения тепла (экзотермические реакции) одновременно нагревают два вещества: испытуемое и инертное.

Метод обезвоживания служит важнейшим дополнением к расшифровке кривых нагревания. При нагревании навески минерала фиксируется потеря в весе, возникающая за счет выделения воды. Эта потеря влаги для разных минералов происходит при различных температурах (рис. 36, Б).

В настоящее время используют установки (например, типа УТА-1), позволяющие одновременно анализировать и записывать результаты в виде кривых нагревания и кривых обезвоживания. Оба анализа выполняются одним прибором и за короткое время. Сравнением полученных термических кривых с эталонными кривыми определяется

Часть II

ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

Минералы представляют собой химические элементы или химические соединения, образующиеся в результате различных физико-химических реакций, протекающих в земной коре.

В природе свыше 2000 минералов и их разновидностей. По агрегатному состоянию они могут быть твердыми, реже жидкими и газообразными. Помимо естественных минеральных образований, создано много искусственных минералов, большинство из которых в природе не встречается. Столь высокое многообразие минералов требует в первую очередь изучения их физических свойств и характеристик, позволяющих отличать минералы друг от друга.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Каждый минерал характеризуется какими-либо особыми признаками, по которым его можно определить, не прибегая к трудоемким исследованиям (рентген и др.).

К числу главнейших физических свойств минералов относятся:

1) морфологические особенности (форма кристаллов и двойники),

2) оптические (цвет, прозрачность, блеск, цвет черты) и другие физические особенности (твердость, спайность,

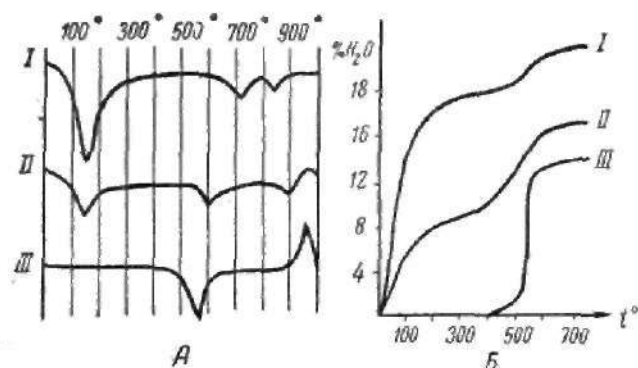


Рис. 36. Дифференциальные кривые нагревания (А) и кривые обезвоживания (Б):

I — монтмориллонит, II — гидрослюда, III — каолинит

минералогическая принадлежность кристаллов, характер и содержание воды в их составе. Наиболее точные результаты получают при термическом изучении мономинеральных образований.

Химический анализ

Химический состав кристаллов определяют обычными методами аналитической химии. Так определяют их качественную и количественную характеристики. В настоящее время широко применяется метод спектрального определения содержания отдельных элементов в исследуемом кристалле или пробе, представляющей собой сумму высокодисперсных частиц. Для этой цели используют различные спектрографы (например, типа ИСП-28), которые дают возможность определять состав элементов качественно и количественно.

излом, хрупкость, ковкость, удельный вес, магнитность, радиоактивность и др.).

Форма минералов. Минералы обладают разнообразной внешней формой. Чаще всего в природных условиях они приобретают неправильные очертания. Хорошо ограниченные одиночные кристаллы встречаются сравнительно редко, более обычны различного рода сростания минералов в виде агрегатов самой разнообразной формы и строения.

Внешняя форма минералов в виде одиночных кристаллов весьма разнообразна. Наиболее часто встречаются: 1) равновеликие формы (пирит); 2) шестоватые, игольчатые, столбчатые, волокнистые (асбест, роговая обманка); 3) таблитчатые, плоские, листоватые, чешуйчатые (слюда, графит, тальк, хлорит).

Внешняя форма агрегатов также весьма разнообразна. Среди них различают: 1) друзы — группы кристаллов, выросших на какой-либо поверхности в виде щетки; 2) шаровидные образования; 3) древовидные, перистые или вязаные формы; 4) землястые агрегаты в виде рыхлых масс, состоящих из мельчайших кристалликов. Последний вид агрегатов очень характерен для многих осадочных горных пород — глин, бурых железняков и т. д.

Оптические свойства. Оптические характеристики — важнейшие диагностические признаки минералов. К ним относятся: цвет минералов, цвет черты, прозрачность, блеск.

Окраска минералов весьма разнообразна и для ряда представителей может быть характерной; например, зеленый малахит, красный рубин. В этом случае окраска служит определяющим признаком.

По А. Е. Ферсману, окраска минералов в одних случаях связана с самим веществом минерала, например, киноварь (HgS), пирит (FeS_2). В других случаях она обусловлена включениями твердых или газообразных частиц. Некоторые минералы имеют ложную окраску, возникающую в результате интерференции световых лучей при отражении их от внутренних плоскостей прозрачного минерала, например, лабрадор, опал.

Широко встречаются минералы с различными цветами. Примером служат кварц, который может быть бесцветным, фиолетовым, дымчатым, черным, золотисто-

желтым, зеленым, молочным и т. д. Это чаще всего обусловлено присутствием тончайших примесей, не улавливаемых при химическом анализе.

Цвет черты минерала. Некоторые малопрозрачные и непрозрачные минералы в порошкообразном состоянии имеют совершенно иную окраску, чем в крупных зернах. Для характеристики цвета в порошкообразном состоянии сравнивают окраску черты минерала, получаемую трением о неглазированную фарфоровую поверхность, с окраской минерала в куске. Так, например, минерал пирит имеет латунно-желтую окраску в крупных зернах, а цвет черты — зеленовато-черный. В ряде случаев цвет черты служит характерным признаком.

Прозрачность минералов — свойство пропускать сквозь себя свет. По способности пропускать свет можно выделить три группы минералов: 1 — прозрачные (кварц, флюорит и др.), 2 — полупрозрачные (изумруд, киноварь и др.), 3 — непрозрачные (пирит, графит и др.). Многие минералы становятся прозрачными лишь в тонких пленках и зернах.

Блеск минералов — свойство, основанное на отражении света поверхностью. Он не зависит от окраски минерала и может быть довольно разнообразен. Все минералы по этому свойству делятся на две группы: имеющие металлический блеск и неметаллический блеск. Минералы второй группы могут иметь стеклянный (силикаты), жирный (тальк), перламутровый (кальцит), алмазный (алмаз), шелковистый (асбест) блеск и т. д.

Твердость — способность минерала противостоять царапанию. Это свойство связано со строением кристаллической решетки минерала и с характером соединения между ее элементарными частицами. Чем сильнее связь между этими частицами, тем больше твердость минерала. Примером могут быть алмаз и графит, которые при одинаковом химическом составе (C) имеют разное внутреннее строение и в силу этого отличаются различной твердостью и механической прочностью. Анизотропные минералы в различных направлениях имеют разную твердость, изотропные — во всех направлениях одинаковую.

Для оценки твердости существует шкала Мооса, представленная 10 минералами — эталонами (табл. 3). Иногда твердость минералов оценивают по показателям

Таблица 3

Твердость минералов

Эталонные минералы	Твердость по шкале Мооса	Истинная твердость	Эталонные минералы	Твердость по шкале Мооса	Истинная твердость
Тальк	1	0,03	Ортоклаз	6	25
Гипс	2	0,04	Кварц	7	40
Кальцит	3	0,26	Топаз	8	125
Флюорит	4	0,75	Корунд	9	1000
Апатит	5	1,23	Алмаз	10	14000

истинной твердости, при этом за исходную принимают твердость минерала корунда, условно равную 1000.

Используя шкалу Мооса, можно методом сравнения, т. е. царапанием одного минерала о другой, определить твердость любого из них. Более твердые минералы будут оставлять царапины на менее твердых.

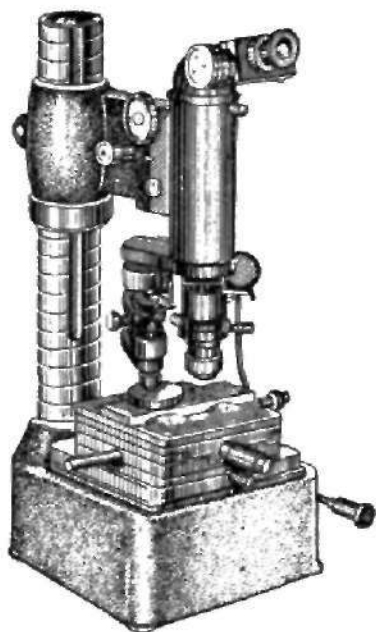


Рис. 37. Склерометр

На практике, при отсутствии эталонов, составляющих шкалу Мооса, твердость приближенно определяют с помощью царапания минералов ногтем (твердость около 2), стальным ножом (твердость около 5), стеклом (твердость 5,5). Точно твердость минералов определяют с помощью приборов — склерометров. На рис. 37 показан склерометр конструкции М. М. Хрущева и Е. С. Берковича.

Следует указать, что порошкообразные и тонкопористые разности минералов обладают ложными малыми твердостями, например, гематит в кристаллах имеет твердость 6, а в виде красной охры — менее 1.

Твердость большинства минералов колеблется в пределах от 2 до 6.

Спайность — способность минералов раскалываться по определенным направлениям (плоскостям). Это свойство связано с их внутренним строением и не зависит от внешней формы минералов. Встречаются минералы, которые обладают спайностью по нескольким направлениям (например, гипс).

Различают пять ступеней совершенства спайности (по А. К. Болдыреву, 1934): 1. Весьма совершенная.

Минерал легко раскалывается ногтями на тончайшие листочки (слюда, гипс, графит). 2. Совершенная (рис. 38). При раскалывании под действием легких ударов минерал дает правильные ограненные формы (кальцит, каменная соль). 3. Средняя. При ударах образуются обломки минералов, на которых видны плоскости спайности (роговая обманка, флюорит). 4. Несовершенная. Плоскостей спайности почти не видно (апатит). 5. Весьма несовершенная. Спайность практически отсутствует, все образующиеся при ударах обломки неправильной формы (корунд, кварц).

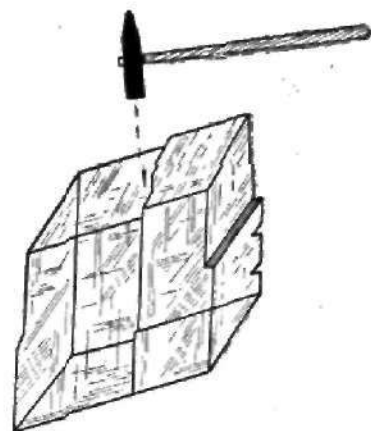


Рис. 38. Совершенная спайность в ромбоэдре кальцита

Излом характеризует поверхность разрыва и раскалывания минералов не по плоскостям спайности, а по случайным направлениям. При этом образующиеся поверхности в каждом случае имеют свой особый характер. По своей форме изломы бывают раковистыми (рис. 39), землистыми, занозистыми, крючковатыми и др.

Удельный вес минералов колеблется в весьма широких пределах, от значений меньше 1 до 23. Большинство минералов по своим удельным весам укладывается в пределы от 2 до 10, причем удельный вес наиболее распространенных минералов 2,5—3,5.

По удельному весу минералы подразделяются таким образом:

- 1) легкие — удельный вес до $2,5 \text{ г/см}^3$ (гипс, каменная соль, сера и др.);
- 2) средние — удельный вес от $2,5$ до 4 г/см^3 (кварц, полевые шпаты, кальцит и др.);
- 3) тяжелые — удельный вес больше 4 г/см^3 (рудные минералы и др.).

Остальные физические свойства минералов — хрупкость, плавкость, магнитность, радиоактивность, вкус,

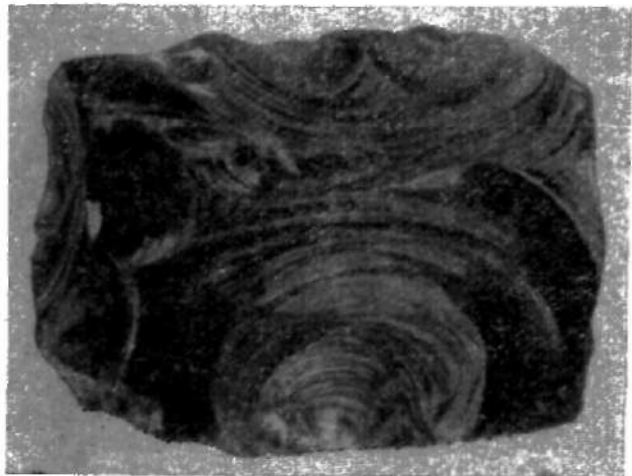


Рис. 39. Раковистый излом

запах, люминесценция и т. д. Для некоторых минералов эти свойства служат характерными признаками, например, галит (поваренная соль) имеет соленый вкус; сера обладает характерным запахом, магнетит проявляет магнитные свойства и т. д.

ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

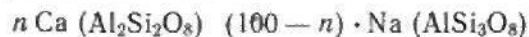
Природные минералы представляют собой либо химические соединения, либо элементы. Широкое распространение имеют «твердые растворы» — изоморфные смеси и водные соединения.

Данные химических анализов после соответствующих пересчетов представляют в виде химических формул, которые имеют вид эмпирических или структурных. Эмпирическая формула показывает количественное соотношение элементов, входящих в состав минерала, например, каолинит: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Структурная формула, помимо соотношения элементов, отражает характер их взаимной связи в структуре минерала. Например, структурная формула каолинита будет иметь вид $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$.

Химические формулы обычно не учитывают разнообразные примеси, возможные в минералах.

Для минералов характерны свойства изоморфизма (равноформности) и полиморфизма (многоформности). Изоморфизм — это способность одних и тех же минералов строго определенной формы иметь различный химический состав, что объясняется взаимозаменяемостью в кристаллических решетках молекул, близких по своему химизму: например, взаимозамещение одновалентных молекул натрия и калия, двухвалентных кальция, магния, железа, трехвалентных алюминия, железа и т. д. Возможны изоморфные соединения более сложных молекул.

Для изоморфных соединений, когда химический состав колеблется в известных пределах, химическая формула имеет иной вид: например, формула оливина $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$ показывает, что в данном случае имеет место изоморфное замещение ионов Mg на ионы Fe. Более сложные изоморфные соединения можно наблюдать на примере плагиоклазов: так, минерал лабрадор представляет собой твердый раствор альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Поэтому формула лабрадора пишется так:



Полиморфизм представляет собой способность одного и того же в химическом отношении вещества давать различные внешние формы. Примером служат полиморфные разновидности углерода (алмаз, графит).

В состав ряда минералов входит вода в виде: 1) свободной воды, не участвующей в построении кристаллической решетки, и 2) кристаллизационной, входящей в состав решетки.

Свободная вода (цеолитная, адсорбционная) легко удаляется из минерала при постепенном нагревании последнего до температуры 110° и выше.

Кристаллизационная вода играет различную роль. В одном случае она входит в структуру (в виде OH) и прочно связана с решеткой минерала; например, тальк $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$. Удаление этой воды приводит к разрушению решетки. В другом случае вода в виде H_2O со структурой связана слабо и ее удаление лишь обезвоживает минерал; например, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. После его нагревания остается $CaSO_4$.

Химические свойства положены в основу ряда классификаций минералов. Наиболее современные классификации наряду с химическими используют структурные признаки.

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Понятие о генезисе минералов

Минералообразование, совершающееся в неорганической природе, определяется законами физической химии и термодинамики. Каждый тип минералов может существовать в природе лишь при определенных физических условиях, из которых главнейшее значение имеет температура и давление. При изменении этих условий минерал либо разрушается, либо перекристаллизовывается. Условия, в которых образуются минералы в природе, отличаются большим разнообразием и сложностью.

Все процессы минералообразования по главным источникам энергии могут быть разделены на три группы: эндогенные, экзогенные и метаморфические.

В минералогии происхождение минералов часто определяется термином «генезис» (греч. — возникновение). Помимо природных путей образования минералов, большое значение приобрел искусственный синтез минералов.

Эндогенный генезис минералов

Эндогенный процесс образования минералов обусловлен внутренними силами Земли. В недрах Земли формирование минералов связано в основном с магмой.

Магмой называется силикатный огненно-жидкий расплав. По мере понижения температуры магмы возникают дифференциация расплава, кристаллизация и затверждение. Условиями магматического генезиса минералов служат высокие температуры и давление. Таким путем образуются кварц, силикаты, рудные минералы и др.

В процессе раскристаллизации магмы значительная часть газовых компонентов (пары воды, углекислота и др.) с остатками жидкой магмы растекается по трещинам вокруг остывающего магматического тела. Остывая и раскристаллизовываясь, эти остаточные продукты магмы порождают около 300 видов минералов, в том числе кварц, полевые шпаты, слюды, драгоценные камни, рудные минералы и др. Этот процесс генезиса минералов называется пегматитовым.

При остывании магмы происходит конденсация паров и образуется горячая вода, насыщенная различными компонентами. Эти растворы, проникая в трещины, оказываются в условиях более низких температур и давления, вследствие чего из них выпадают минералы. Таким путем образуются полиминеральные жилы, содержащие кварц, кальцит, барит, флюорит, самородные элементы (серебро, золото, ртуть) сульфиды и др. Такой генезис минералов именуется гидротермальным.

При остывании магмы часть газообразных компонентов улетучивается (газы HF , HCl , H_2S , летучие B , P , S и др.). Попадая в низкотемпературные условия, они могут кристаллизоваться, переходя непосредственно из газообразного состояния в твердое. Этим способом образуются оловянный камень, в жерлах вулканов — самородная сера, минералы бора и др. Такой генезис минералов называется пневматолитовым.

Минералы эндогенного генезиса входят в основном в магматические породы, однако, многие из них содержатся в осадочных породах, куда они перешли после разрушения магматических горных пород в процессе выветривания.

Экзогенный генезис минералов

Экзогенным путем минералы образуются вблизи или на поверхности Земли, где происходят сложные процессы, обусловленные действием многочисленных

факторов — таких, как кислород и углекислота воздуха, вода в различного состава водные растворы, живые растительные и животные организмы, колебание температур, действие солнечной энергии.

Под влиянием этих факторов первичные минералы магматического происхождения (силикаты и алюмосиликаты) претерпевают глубокие химические и физико-химические превращения, распадаются на составные части и уже в новых условиях, на земной поверхности, из них образуются иные, более устойчивые для этих условий минеральные виды и их ассоциации. Этот сложный процесс разрушения и создания нового получил название процесса выветривания. В этом процессе возникает своеобразный минеральный комплекс глинистых минералов — алюмосиликатов (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит и др.) и разнообразные железистые соединения типа сульфатов, окислов, карбонатов.

К экзогенному способу образования минералов относится также и выпадение их из воды морей, озер, мелководных лагун. Соли в морской и океанической воде, особенно в бессточных соленых озерах и внутренних морях, накапливаются за счет выщелачивания растворимых составных частей минералов и горных пород циркулирующими в земной коре подземными водами. Выход подземных вод на поверхность приводит к образованию минеральных источников. Перенос солей в морские и озерные бассейны осуществляется реками. Содержание солей в воде различных водоемов неодинаково: в океане — 3,5 г/л (хлористые и сернокислые соли натрия, калия, магния и кальция); в морях — разнообразное (Черное — 1,8%, Балтийское — 0,5%, Красное — 4%, Средиземное — 3,9%); в озерах (Эльтон, Баскунчак) — 25—29% (преобладают хлористые и сернокислые соли магния и частично натрия и калия); в речной воде — сотые доли процента (преобладают углекислые соли).

Выпадение минеральных солей в озерах и морских заливах происходит в периоды интенсивного испарения воды или изменения ее температуры, когда вода становится пересыщенной по отношению к солям. Таким путем образуются многочисленные минералы — гипс, галит, карналит, мирабилит, сильвин и т. д.

Многие минералы в условиях поверхности Земли возникают в процессе жизнедеятельности животных и рас-

тительных организмов, особенно населяющих мелководные участки морей и океанов, — это так называемый биогенный процесс. Например, морские водоросли и простейшие организмы поглощают углекислый кальций и при отмирании оставляют накопления в виде минералов кальцита и арагонита. Диатомовые водоросли, радиолярии и морские губки используют для построения своих скелетов кремнезем. Это ведет к образованию аморфного минерала — опала. Морские организмы — моллюски в своих раковинах создают жемчуг (углекислый кальций с примесью органического материала). В процессе жизнедеятельности железопоглощающих бактерий образуются осадки гидроксида железа (бурые железняки), либо водные силикаты железа типа минералов глаукогнита, шамоозита и т. д.

В настоящее время обнаружено биогенное происхождение таких минералов, как каолинит, который по своему составу является алюмосиликатом.

Минералы экзогенного генезиса разнообразны по свойствам. Например, минералы — соли легко растворяются в воде, а глинистые минералы — силикаты практически нерастворимы. Многочисленные минералы экзогенного происхождения входят в состав разнообразных осадочных пород.

Метаморфический генезис минералов

Минералы эндогенного и особенно экзогенного генезиса в какой-то период времени могут попасть под воздействие повышенных давлений и температур (не достигающих, однако, температур их плавления), подвергнуться влиянию воды и газов. Возникают новые термодинамические условия, не свойственные данным минералам. Это приводит к энергичному преобразованию минералов. Старые минералы либо разрушаются, либо коренным образом изменяются, идет процесс перекристаллизации и образования новых минеральных видов. Метаморфические минералы имеют преимущественно силикатный состав. Наряду с минералами типа кварца и полевых шпатов возникают силикаты, содержащие в своем составе конституционную воду (талек, хлориты и др.).

Метаморфические минералы отличаются большой плотностью, многие из них имеют листоватую или чешуйчатую форму. Минералы метаморфического генезиса входят в основном в состав метаморфических горных пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Все минералы можно разделить на породообразующие и редкие (акцессорные). К породообразующим относятся не более 100 минералов. В природных условиях они встречаются в больших количествах, слагая многие горные породы. Прочность и технологические свойства естественных строительных материалов определяются главным образом составом породообразующих минералов, поэтому знание их необходимо для строителя-технолога.

Редкие минералы, хотя и содержатся почти в каждой породе, но, как правило, представлены в них незначительным количеством — не более 1%.

Помимо главных породообразующих минералов, строитель-технолог должен знать некоторые редкие минералы, в ряде случаев влияющие на строительные свойства горных пород (например, пирит FeS_2).

Дальнейшее описание минералов дается в соответствии с классификацией, предложенной С. Д. Четвериковым, по которой все минералы разделены на следующие 10 классов:

Класс I — силикаты	Класс VI — сульфаты
Класс II — карбонаты	Класс VII — галонды
Класс III — окислы	Класс VIII — фосфаты
Класс IV — гидроокислы	Класс IX — вольфраматы
Класс V — сульфиды	Класс X — самородные элементы.

Характеристика основных минералов

Класс I — силикаты

Силикаты — наиболее многочисленный класс, включающий до 800 минералов. По весу они составляют около 75% земной коры. Главная область использования силикатов — применение их в строительной технике.

Минералы-силикаты в химическом отношении представляют собой сложные соединения, в состав которых входят Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, O, H и др. Силикаты — наиболее сложный тип химических соединений и характеризуются в основном ионными кристаллическими решетками. Основным элементом кристаллической решетки силикатов — кремнекислородный тетраэдр SiO_4^{4-} . Ион кремния Si^{4+} располагается в центре тетраэдра и окружен четырьмя ионами кислорода O^{2-} , расположенными в вершинах тетраэдра (рис. 40). Каждый кремнекислородный тетраэдр за счет четырех свободных валентных связей может присоединить к себе ионы других элементов, скрепляя все соединения в прочную кристаллическую решетку. В кристаллической решетке алюмосиликатов особую роль играет Al^{3+} , как бы частично заменяющий ион кремния внутри тетраэдра.

Кремнекислородные тетраэдры различным образом сочетаются, и в кристаллической решетке силикатов получаются различные типы структур: островные (изолированные и кольцевые), цепные, ленточные (или поясные), листоватые (или слоистые) и каркасные. Эти структуры — основа кристаллохимической классификации силикатов.

При островной структуре кремнекислородные тетраэдры располагаются изолированно. Их соединение друг с другом происходит через положительно заряженные ионы других металлов (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} и др.) и свободные отрицательные валентности самих тетраэдров. Пример силиката с такой структурой — оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$.

Другой тип соединения тетраэдра — их объединение через общий кислород. При этом, если эти объединения состоят из двух тетраэдров, то возникает островная структура, состоящая из изолированных кольцевых групп $(Si_2O_7)^{6-}$. Примером могут служить эпидот и меллит. Если же соединения состоят из трех или шести тетраэдров, замкнутых в кольца, то возникают уже структуры в виде кольцевых групп $(Si_3O_9)^{6-}$ и $(Si_6O_{18})^{12-}$, соединенных друг с другом положительно заряженными ионами других металлов. Пример минерала с кольцевой структурой — берилл $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$, отдельные кольца которого соединены через бериллий и алюминий.

Все рассмотренные выше объединения (структуры)

состоят из конечного числа тетраэдров (один, два и т. д.).

Другая группа цепных структур представляет собой бесконечное сочетание тетраэдров. Простейший тип

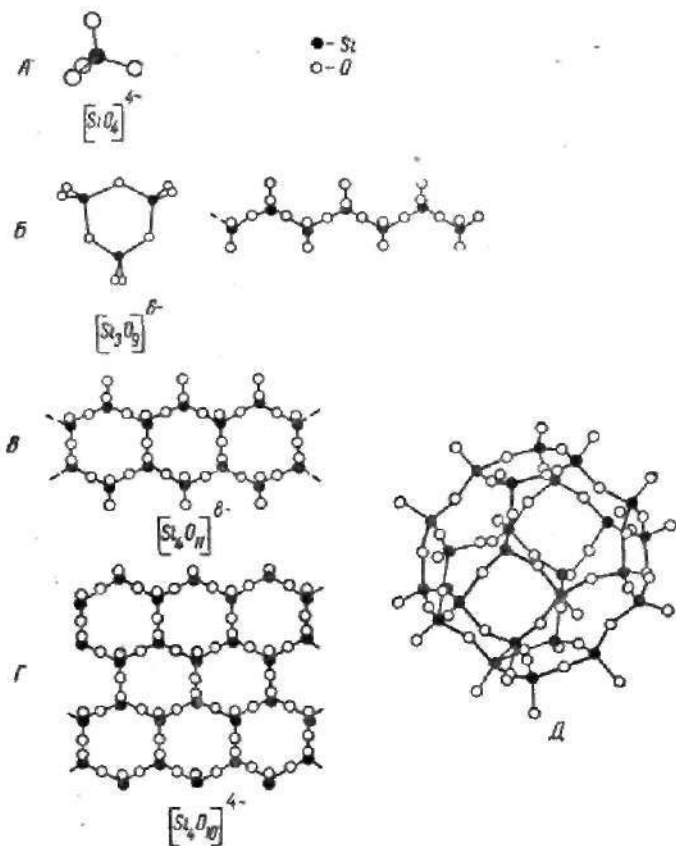


Рис. 40. Типы структур. А — островная; В — цепочечная; В — ленточная; Г — лист кремнекислородных тетраэдров; Д — каркасная

такого объединения — цепочка кремнекислородных тетраэдров с простыми звеньями $(Si_2O_6)^{6-}$. Тетраэдры связаны одной вершиной с другой в виде бесконечного ряда. Соединение цепочек друг с другом осуществляется также

через положительные ионы других металлов. Такую цепную структуру имеют пироксены, например авгит $Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$.

Дальнейшее усложнение структур происходит путем соединения одной цепочки с другой. Такие сдвоенные цепочки, также соединенные через общие кислороды тетраэдров, образуют бесконечные ленточные, или поясные, структуры со звеном $(Si_4O_{11})^{6-}$. Такую структуру имеют минералы амфиболы, например, роговая обманка.

Соединение тетраэдров, расположенных в одной плоскости, через три общих кислорода, приводит к образованию бесконечного слоя, или листа. Такая листовая структура в своей основе имеет звено $(Si_4O_{10})^{4-}$ и характерна для разнообразных пластинчатых минералов, в том числе талька $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$, каолинита $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$, слюды и т. д.

Наиболее сложный тип структур в силикатах — бесконечные трехмерные решетки, или каркасы. Этот непрерывный каркас состоит из связанных между собой тетраэдров через кислороды всех своих четырех вершин (см. рис. 40). Здесь нет свободных валентностей и присоединение других ионов невозможно. Некоторая часть ионов кремния может быть замещена ионами алюминия, и тогда равновесие в структуре достигается связью с другими металлическими катионами. Основное звено каркасных структур — $[(Si, Al)_4O_8]^{4-}$. Примером служат полевые шпаты, например альбит $Na[AlSi_3O_8]$.

Минералы класса силикатов по внутреннему строению разделяются на следующие группы:

- | | | |
|---------------|---|-----------------------|
| полевые шпаты | } | — каркасные силикаты |
| фельдшпатаиды | | |
| пироксены | | — цепные силикаты |
| амфиболы | | — ленточные силикаты |
| слюда | } | — листоватые силикаты |
| тальк | | |
| хлориты | | |
| глинистые | | |
| оливин | | — островные силикаты. |

Эта группа характеризуется каркасной структурой и состоит из двух подгрупп:

а) подгруппы ортоклаза, включающей два минерала: ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$ и микроклин $K[AlSi_3O_8]$.

б) подгруппы плагиноклазов, главными минералами которой являются альбит $Na[AlSi_3O_8]$, лабрадор $nCa[Al_2Si_2O_8]$ (100—*n*) $Na[AlSi_3O_8]$, анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Полевые шпаты — наиболее распространенные минералы, составляющие до 50% всей массы земной коры. На долю полевых шпатов в магматических породах приходится около 60% массы, в метаморфических — до 30% и в осадочных — до 12%.

Подгруппа ортоклаза

Ортоклаз (греч. «ортос» — прямой, «клаза» — трещина, т. е. плоскости спайности пересекаются под прямым углом). Твердость 6—6,5. Удельный вес 2,56—2,58. Цвет белый, розовый, мясо-красный. $Ng=1,526$, $Nm=1,524$, $Np=1,519$, $Ng-Np=0,007$. Блеск стеклянный, спайность совершенная в двух направлениях, излом ступенчатый. Сингония моноклинная. Происхождение магматическое, гидротермальное и возможно метаморфическое. При выветривании переходит в один из глинистых минералов (каолинит и другие). Ортоклаз входит в магматические, а также метаморфические и осадочные породы. Служит сырьем для стекольной и керамической промышленности (фарфор, фаянс и т. д.). Является важной составной частью многих естественных строительных материалов.

Главные месторождения находятся на Урале (Мурзинка), в Забайкалье, на Украине (Волянь).

Микроклин (греч. «кляно» — наклоняю). Твердость и удельный вес такие же, как у ортоклаза. Окраска мясо-красная, иногда желтая, зеленая. $Ng=1,525$, $Nm=1,522$, $Np=1,518$, $Ng-Np=0,007$. В отличие от ортоклаза характерно решетчатое двойникование, хорошо различимое под микроскопом. Спайность совершенная в двух направлениях. Угол между плоскостями спайности отличается

от прямого на 3,5—4°. Сингония триклинная. В остальном микроклин сходен с ортоклазом.

Подгруппа плагиноклазов

Эта подгруппа представляет собой изоморфную смесь альбита и анортита ($nAl+mAn$). В зависимости от содержания анортита (от 0 до 100%) плагиноклазы делятся по номерам. Каждый номер соответствует процентному содержанию анортитовой молекулы в минерале: альбит — 1—10; олигоклаз — 11—30; андезин — 31—50; лабрадор — 51—70; битовнит — 71—90; анортит — 91—100. Кроме того, плагиноклазы делят на кислые (альбит и олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит, анортит).

Альбит (лат. «альбус» — белый). Твердость 6—6,5. Удельный вес 2,62—2,65. Цвет белый, желтоватый, серый, красноватый. $Ng=1,536$, $Nm=1,520$, $Np=1,525$, $Ng-Np=0,011$. Блеск стеклянный, спайность совершенная в двух направлениях, излом раковистый. Кристаллы мелкие. Сингония триклинная. Происхождение магматическое и пегматитовое. В процессе выветривания переходит в глинистые минералы с образованием в кислой среде каолинита, а в щелочной — монтмориллонита. Альбит входит в состав магматических и метаморфических пород, реже встречается в осадочных образованиях. Этот минерал применяется в стекольной и керамической промышленности и является важнейшей составной частью многих естественных строительных материалов. Широко распространен на территории СССР, но крупные кристаллы альбита встречаются только на Урале и в Забайкалье.

Анортит (греч. «анортос» — косой). Твердость 6—6,5. Удельный вес 2,73—2,78. Цвет белый, красноватый. $Ng=1,589$, $Nm=1,583$, $Np=1,576$, $Ng-Np=0,013$. В чистом виде анортит встречается редко; по своему внешнему облику сходен с альбитом и отличается только в шлифах под микроскопом. Анортит характерен для основных глубинных магматических пород (габбро и базальтов).

Лабрадор (по находению на п-ве Лабрадор). Изоморфная смесь альбита (50—30%) и анортита (50—70%). Твердость 6. Удельный вес 2,70—2,72. Цвет серый и темно-серый с ярким синим отблеском по плоскостям

спайности (иризация). Блеск стеклянный, спайность совершенная, излом неровный. Сингония триклинная. Происхождение магматическое. В процессе выветривания переходит в глинистые минералы. Входит в состав основных магматических пород и амфиболитов. Ценный поделочный и облицовочный строительный материал. Крупнейшее месторождение находится на Украине (Волянь).

Группа фельдшпатидов (каркасовая структура)

Фельдшпатиды по химическому составу похожи на полевые шпаты, но беднее кремнекислотой.

Нефелин (греч. «нефелэ» — облако) $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Твердость 5,5—6,0. Удельный вес 2,55—2,65. Окраска серовато-белая, серая с различными оттенками. $N_g = 1,536—1,549$, $N_p = 1,532—1,544$, $N_g - N_p = 0,003—0,005$. Блеск стеклянный до жирного, спайность отсутствует. Сингония гексагональная. Происхождение магматическое. В условиях поверхности земли легко изменяется. Разлагается в слабых кислотах. Форма кристал-

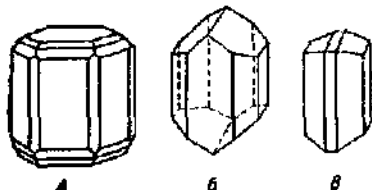


Рис. 41. Кристаллы нефелина (А), авгита (Б) и роговой обманки (В)

лов показана на рис. 41. Является породообразующим минералом ряда щелочных магматических пород, где замещает полевые шпаты. Применяется в химической промышленности для получения окиси алюминия, соды, силикагеля, ультрамарина и т. д. Используется в стекловарении и в керамической промышленности. Крупнейшее месторождение на Кольском полуострове.

Группа пироксенов (цепные структуры)

Пироксены — важная группа породообразующих минералов многих магматических пород. По кристаллографическим признакам они подразделяются на ромбические и моноклинные пироксены.

Авгит (греч. «авгэ» — блеск). Химический состав: $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Твердость 5—6. Удельный вес 3,3—3,6. Цвет черный, зеленовато- и буровато-черный, реже темно-зеленый. $N_g = 1,711$, $N_m = 1,687$, $N_p = 1,682$, $N_g - N_p = 0,029$, угол погасания до 45° . Блеск стеклянный, спайность ясная, излом неровный. Сингония моноклинные. Кристаллы короткопризматические, восьмиугольные (см. рис. 41). Происхождение магматическое. Продуктами выветривания авгита чаще всего являются вторичная роговая обманка, хлорит, каолинит, лимонит. Август — главнейшая составная часть магматических пород (габбро, пироксениты и др.), которые используются в качестве строительного материала. Присутствие авгита делает породу хрупкой и трудно поддающейся полировке.

Главные месторождения сосредоточены на Урале и Кавказе.

Энстатит (греч. «энстатес» — противный, из-за тугоплавкости) $\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$. Твердость 5,5. Удельный вес 3,1—3,3. Цвет — белый, серый, желтый, бурый. $N_g = 1,665$, $N_m = 1,659$, $N_p = 1,656$, $N_g - N_p = 0,009$. Блеск стеклянный, спайность ясная. Сингония ромбическая. Происхождение магматическое. При вторичном изменении переходит в роговую обманку или антигорит (листоватую разновидность серпентина). Встречается в магматических породах и кристаллических сланцах. За последнее время энстатит нашел применение в фарфоровой промышленности.

Месторождения: Северный Кавказ, Сибирь, Урал.

Группа амфиболов (ленточные структуры)

Это широко распространенная группа породообразующих минералов. Подобно пироксенам, амфиболы делятся на ромбические и моноклинные. Кристаллы обычно удлиненные, призматические, часто игольчатые.

Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Mg})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_5[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Химический состав сложен и довольно непостоянен. Твердость 5,5—5,6. Удельный вес 3,1—3,2. Цвет от зеленого до черного. $N_g = 1,65$, $N_m = 1,69$, $N_p = 1,63—1,66$, $N_g - N_p = 0,019—0,020$. Угол погасания до 25° . Блеск стеклянный, на плоскостях спайности шелковистый, спайность совершенная, излом занозистый. Син-

гония моноклиная (см. рис. 41). Происхождение магматическое и метаморфическое. В процессе выветривания этот минерал довольно устойчив.

Роговая обманка — существенная составная часть магматических и метаморфических пород. Практического применения не имеет. В составе горных пород используется в качестве строительного материала. Присутствие роговой обманки придает естественным строительным материалам вязкость при обработке.

Месторождение: Урал (г. Соколиная).

Актинолит (греч. «актис» — луч, «литос» — камень) $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Твердость 5—6. Удельный вес 3,1—3,2. Цвет от светло-зеленого до темно-зеленого. Черта белая. $Nm=1,61—1,64$; $Ng—Np=0,024—0,027$. Спайность совершенная. Форма игольчатая. Встречается в кристаллических сланцах, мраморах, серпентинитах. По ряду признаков подразделяется на ряд разновидностей (нефрит, биссолит, амиант, смарагдат). Нефрит — поделочный камень, амиант (амфиболовый асбест) — огнеупорное и кислотоупорное волокно и т. д.

Тремолит (по находению в долине Тремоля) $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Твердость 5—6. Удельный вес 3,0—3,3. Цвет белый или желтоватый. $Ng=1,624$, $Nm=1,613$, $Np=1,599$, $Ng—Np=0,025$. Блеск стеклянный. Спайность совершенная. Сингония моноклиная. Происхождение магматическое и метаморфическое. В процессе выветривания разрушается и переходит в новые соединения (хлорит, карбонаты и др.). Применение имеют только волокнистые разновидности (тремолит-асбест). Входит в состав метаморфических пород.

Появление тремолита в составе естественных строительных материалов повышает их хрупкость.

Хризотил-асбест $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (греч. «хризос» — золото, «тилос» — волокно; асбестом называют тонковолокнистые разновидности минералов). Представляет собой тонковолокнистый амфибол. Твердость 2—3. Удельный вес 2,36—2,5. Расщепляется до волокон толщиной в 0,0001 мм. Окраска зеленовато-желтая, белая, бурая, в распушенном виде — снежно-белая. $Ng=1,555$, $Np=1,542$, $Ng—Np=0,013$. Блеск шелковистый. Происхождение асбеста связано с гидротермальными изменениями ультраосновных пород. Встречается в серпентинах в виде отдельных прожилок (рис. 42). В HCl хризотил-асбест

растворяется, чем отличается от реже встречающегося тремолит-асбеста. Огнестоек, щелочупорен, плохой проводник тепла, электричества и звука. Употребляется для изготовления кровельного материала, асбоцементных

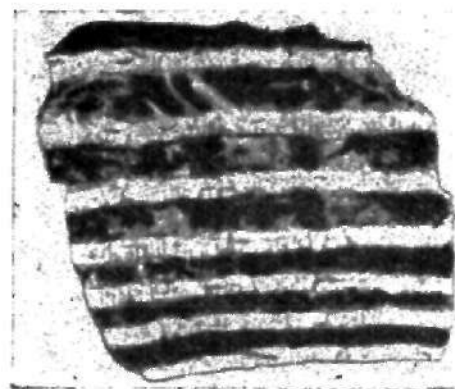


Рис. 42. Прожилки хризотил-асбеста

труб, картона, бумаги, для тепло- и электроизоляции, огнестойких красок для штукатурки и ряда асбоцементных строительных материалов.

Месторождения асбеста известны на Урале и в Восточной Сибири.

Группа слюд (листоватые структуры)

В эту группу входит ряд минералов с весьма совершенной спайностью, которые способны расщепляться на тончайшие упругие пластинки.

Мусковит (лат. Vitrum muscoviticum — московское стекло) или калиевая слюда $\text{KAl}_2(\text{OH, F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. До 25% атомов Si замещено атомами алюминия. Твердость 2,5—3,0. Удельный вес 2,76—3,1. Цвет белый, желтоватый, сероватый. $Ng=1,588—1,615$, $Nm=1,582—1,611$, $Np=1,552—1,572$ (повышается с увеличением содержания железа), $Ng—Np=0,036—0,040$. Блеск стеклянный, спайность весьма совершенная. Кристаллизуется в форме многоклинных пластинок или чешуек с шестиугольными

ми очертаниями. Встречается в пластинах, площадь которых достигает 3—4 м². Происхождение магматическое, пегматитовое, гидротермальное и метаморфическое. При выветривании довольно устойчив, конечный продукт разрушения — гидрослюда. Мусковит входит в состав многих магматических, метаморфических (например, слюдястые сланцы) и осадочных пород (слюдястые песчаники). Помимо порообразующей роли, имеет большое значение при изготовлении изоляционных материалов в электротехнике. Появление его в составе строительных естественных материалов несколько понижает их прочность.

При физическом выветривании (морозные явления) слюды расслаиваются и снижают механическую прочность пород, ускоряя процесс их разрушения.

Месторождения мусковита известны в Восточной Сибири (р. Мама), Карелии.

Биотит (магнезиально-железистая слюда) $K(Mg, Fe)_2 [AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Окраска черная и черно-зеленая. В тонких листочках прозрачен, $N_g = 1,60—1,66$, $N_p = 1,56—1,60$, $N_g - N_p = 0,040—0,060$. В остальных свойствах биотит сходен с мусковитом. При выветривании переходит в минерал вермикулит и далее в хлорит. Происхождение магматическое. Является одной из главных составных частей многих пород (гнейсы, сланцы, граниты и другие).

Группа талька (листоватые структуры)

Тальк (арабск. talg — минерал) $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Твердость 1. Удельный вес 2,7—2,8. Цвет бледно-зеленый, белый, светло-желтый, красноватый, $N_g = 1,575—1,590$, $N_p = 1,538—1,545$, $N_g - N_p = 0,030—0,050$. Встречается в виде плотных листоватых масс. Очень мягок и жирен на ощупь. Блеск стеклянный с перламутровым отливом, спайность весьма совершенная. Сингония моноклиническая.

Тальк — продукт метаморфизма магнезиальных силикатов. Хорошо сопротивляется выветриванию. Входит в состав тальковых сланцев.

Основные месторождения талька находятся на Урале и Кавказе и связаны с массивами кристаллических сланцев. Тальк имеет большое практическое применение как кислото-огнеупорный материал, применяется для изго-

товления электрических изоляторов, используется в парфюмерии (пудра, мази и др.), в резиновой, бумажной, керамической и других отраслях промышленности.

Группа хлоритов (листоватые структуры)

Хлорит (греч. «хлорос» — зеленый). Химический состав сложный и непостоянный. В качестве примера может быть формула $Mg_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$. Твердость 2—2,5. Удельный вес 2,6—2,85. Окраска от светло-зеленой до темно-зеленой. N_g — от 1,56 до 1,66, $N_g - N_p = 0,002—0,015$. Блеск перламутровый, спайность весьма совершенная, как у слюд, излом неровный. Хлорит кристаллизуется в моноклинической сингонии. Имеет форму листоватых или чешуйчатых неупругих агрегатов, а также сплошных масс. Происхождение метаморфическое.

Хлорит — главная составная часть хлоритовых сланцев, нередко встречается в магматических породах, замещающая авгит, биотит и роговую обманку.

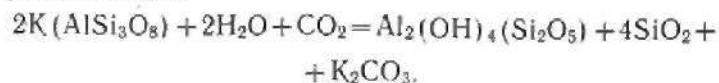
Месторождения: Урал. В составе горных пород используется как строительный материал.

Группа глинистых минералов (листоватые структуры)

В эту группу входит большое число минералов, из которых практическое значение имеют каолинит, гидрослюда и монтмориллонит. Эти минералы — главная составная часть глин и отличаются весьма высокой дисперсностью (частицы < 1 мк).

Каолинит (от названия хребта Као Лин в Китае) $Al_2[Si_2O_5](OH)_2$. Твердость 1—2,5. Удельный вес 2,58—2,60. Цвет белый, может быть буроватый, зеленоватый или голубоватый. $N_m = 1,562—1,565$, $N_g - N_p = 0,006—0,007$. Образует сплошные землистые матовые массы, блеск отдельных чешуек и пластинок перламутровый. На ощупь жирный. Кристаллизуется в моноклинической сингонии. Структура показана на рис. 43. В электронном микроскопе чаще всего видны листочки шестиугольных очертаний. С водой образует пластичное тесто.

Каолинит образуется при выветривании различных алюмосиликатов (полевые шпаты, слюды и др.) по следующей схеме:



Благодаря своей структуре каолинит слабо набухает и почти не адсорбирует воду и различные растворимые в ней вещества.

На поверхности земли каолинит устойчив в условиях кислой среды. Входит в состав различных глин. Имеет

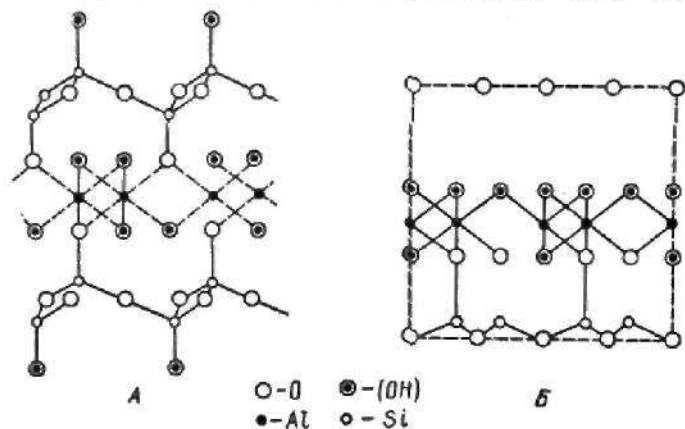


Рис. 43 Структура монтмориллонита (А) и каолинита (В)

применение в керамической, фарфорово-фаянсовой и бумажной промышленности. Используется как водоудерживающий материал. Является важнейшим сырьем для изготовления огнеупорных изделий.

Месторождения: Украина, Кавказ, Урал.

Гидрослюда. Под этим названием понимается группа близких по составу минералов (гидробнотит, иллит, монотермит и т. д.), по существу, являющихся промежуточными образованиями между слюдами и глинистыми минералами со слоистой структурой. Гидрослюды образуются в процессе выветривания.

Рассмотрим разновидность гидрослюды — иллит.

Иллит $K_{<1} Al_2(OH)_2[Al,Si)_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Твердость

1—2. Удельный вес 1,6. Цвет светло-коричневый, зеленоватый и редко черный. Образует землистые и матовые массы. Структура подобна монтмориллониту.

Иллит обладает средней набухаемостью, что связано с ограниченной подвижностью структуры, способен к небольшой адсорбции веществ из растворов. Входит в состав глинистых пород. Иногда встречается в чистом виде и добывается как сырье для огнеупоров.

Вермикулит $(OH)_2(Mg, Fe)_3(Si, Al, Fe)_4O_{10} \cdot 4H_2O$. Этим названием обозначают слюдоподобный минерал, который является продуктом выветривания биотита. Твердость 1—1,5. Удельный вес 2,4—2,7. Цвет бурый желтовато-бурый, золотисто-желтый, бронзово-желтый. $N_g = 1,545—1,585$, $N_p = 1,525—1,560$, $N_g - N_p = 0,020—0,030$. Сингония моноклинная. Блеск жирный, иногда матовый. Встречается в виде достаточно крупных кристаллов, которые при расслаивании увеличивают первоначальный объем минерала в 20—30 раз.

Внутренняя структура вермикулита представлена трехслойными пакетами магнезиально-железистой слюды, между которыми расположены два мономолекулярных слоя воды. Вода начинает удаляться уже при комнатной температуре. Нагревание ведет к дальнейшему ее удалению с максимумами выделения при 150, 250 и 700—800° С. Нагретый вермикулит увеличивается в объеме в 15—20 раз.

Встречается вермикулит в зоне коры выветривания. Во вспученном виде он применяется как тепло- и звукоизоляционный материал в строительном деле и других отраслях промышленности.

Монтмориллонит (от нахождения в Монтморильоне во Франции) $(Al, Mg)_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Твердость 1—2. Удельный вес 2—2,5. Окраска светло-зеленая, белая и в большой степени зависит от примесей. $N_g = 1,516—1,527$, $N_m = 1,516—1,526$, $N_p = 1,493—1,503$, $N_g - N_p = 0,023—0,024$. Образует довольно плотные землистые массы с матовым блеском. Под микроскопом видны чешуйчатые агрегаты. Внутренняя структура (см. рис. 43) образована сочетанием пакетов-слоев, которые способны раздвигаться при поглощении минералом воды или сужаться при ее удалении в процессе нагревания. Особенность монтмориллонита — подвижность кристаллической решетки.

Монтмориллонит образуется в процессе выветривания и входит в состав глинистых пород. В ряде случаев встречаются самостоятельные месторождения на Кавказе, в Крыму, в Прикарпатье и в Средней Азии.

Монтмориллонитовые глины имеют большое практическое значение. Они способны к сильному набуханию за счет поглощения воды с увеличением в объеме до 20 раз. При ее удалении объем снова резко уменьшается. Поглощательная способность монтмориллонита используется для очистки нефтепродуктов и смягчения жестких вод. Придает водостойкость бетону. Используется в парфюмерии, в резиновой и бумажной промышленности.

Группа оливина (островные структуры)

Оливин (лат. «олива» — маслина) $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Твердость 6,5—7. Удельный вес 3,3—3,4. Окраска желтовато-зеленая, иногда черная. Оптические показатели непостоянны: $Ng=1,68-1,70$, $Nm=1,66-1,68$, $Np=1,64-1,66$, $Ng-Np$ около 0,035. Блеск стеклянный, жирный. Спайность средняя. Излом раковистый. Сингония ромбическая. Происхождение магматическое, реже метаморфическое.

Оливин чаще всего встречается в виде зернистых агрегатов. Малоустойчив и переходит в серпентин и лимонит. Является существенной составной частью основных и ультраосновных магматических пород (дуниты, габбро и др.).

Хорошо ограненные кристаллы оливина применяются как драгоценные камни. Оливиновые породы идут на изготовление огнеупоров. С ними связаны месторождения асбеста и других важных полезных ископаемых.

Месторождения: Урал, Северный Кавказ, Сибирь.

Топаз (от названия о. Топазос в Красном море) $Al_2SiO_4(F, OH)_2$. Твердость 8. Удельный вес 3,5—3,6. Цвет винно-желтый, голубоватый, зеленоватый, розовый, красный, иногда бесцветный. $Ng=1,623$, $Np=1,613$, $Nm=1,616$, $Ng-Np=0,01$. Блеск стеклянный. Спайность совершенная. Сингония ромбическая. Встречается среди магматических пород. Применяется как драгоценный камень. Встречается на Урале, Украине и в других местах.

К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли угольной кислоты. К карбонатам относится до 80 минералов. Их масса составляет 1,7% земной коры. Наиболее распространены карбонаты кальция и магния, преимущественно встречающиеся в осадочных породах. Карбонаты имеют большое значение как естественные строительные материалы и как сырье для производства ряда искусственных строительных материалов.

Ниже дается характеристика некоторых наиболее важных представителей безводных (кальцит, магнезит, доломит) и водных (малахит) карбонатов.

Кальцит (лат. «кальцис» — известь) $CaCO_3$. Твердость 3. Удельный вес 2,71. Окраска белая, серая, иногда водянопрозрачен. $Ng=1,658$, $Np=1,486$, $Ng-Np=0,172$. Блеск стеклянный, спайность совершенная в трех направлениях. Сингония тригональная. Кальцит легко обнаруживается при помощи простой качественной химической реакции: при действии на него 10%-ной HCl возникает резкий эффект «вскипания». Образуется биогенным, гидротермальным путем, а также в процессе выветривания.

Кальцит растворяется в кислотах. В воде его растворимость в целом небольшая и зависит от содержания свободной CO_2 . Отличается большим разнообразием форм кристаллов (рис. 44). Является важной составной частью многих осадочных (известняк, известковые туфы) и метаморфических (мрамор) пород. Широко применяется в строительстве как сырье для производства извести. Применяется также в качестве флюса в металлургии, в химическом производстве. Водянопрозрачные разновидности кальцита (исландский шпат), отличающиеся хорошей двупреломляющей способностью, используются в оптике.

Кальцит распространен повсеместно. Исландский шпат встречается в Крыму, Якутии, на Северном Кавказе.

Магнезит (Магнезия — область в Греции) $MgCO_3$. Твердость 3,5—4,5. Удельный вес 3—3,3. Цвет желтый, белый, серый и коричневый. $Ng=1,700$, $Np=1,509$, $Ng-Np=0,191$. Блеск стеклянный, спайность совершенная,

излом раковистый. Сингония тригональная. Образуется при выветривании и метаморфическим путем.

Магнезит на холоду не растворяется в HCl. Распространен значительно меньше кальцита.

Образует плотные мраморовидные или желвакообразные скопления. Входит в состав метаморфических пород. Применяется для изготовления высококачественных огнеупорных кирпичей, цемента Сореля, используемого для точильных кругов, стойкой штукатурки и т. д.

Наиболее крупные месторождения магнезита на Южном Урале и Дальнем Востоке.

Доломит (по имени французского минералога Доломье) $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$. Твердость 3,5—4. Удельный вес

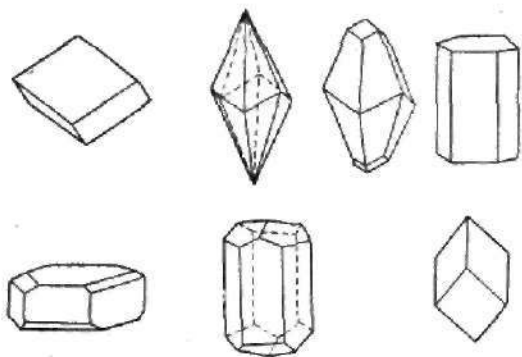


Рис. 44. Формы кристаллов кальцита

1,8—2,9. Цвет белый, серый, бурый, зеленоватый. $N_g = 1,681—1,695$, $N_p = 1,500—1,513$, $N_g - N_p = 0,180—0,182$. Блеск стеклянный, спайность совершенная в трех направлениях. Сингония тригональная. Происхождение гипергенное и гидротермальное. В зоне выветривания разрушается медленно. Так же, как и магнезит, не дает вскипания при действии 10%-ной HCl (на холоду).

Доломит образует плотные мраморовидные массы. Дает сростки кристаллов (рис. 45). Широко применяется для получения гидравлической извести, в качестве строительного камня и для производства огнеупорных материалов. Используется также в металлургии и химической

промышленности. Встречается на Урале, в Донбассе и Поволжье.

Малахит (греч. «малыхэ» — мальва, по сходству цвета с растением *Malva*) $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Твердость 3,5—4.

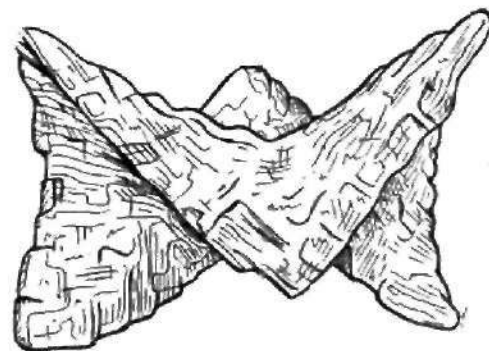


Рис. 45. Сросток кристаллов доломита

Удельный вес 3,9—4,1. Окраска ярко-зеленая. $N_m = 1,875$, $N_p = 1,655$, $N_m - N_p = 0,220$. Образует массы натечной формы радиально-лучистого строения, а также землистые скопления, изредка встречается в виде кристаллов моноклинной сингонии. Блеск стеклянный до алмазного, спайность средняя, излом неясный, неровный.

Малахит — устойчивый минерал, широко применяющийся как прекрасный поделочный материал и для облицовки (рис. 46). Землистые разности идут на изготовление красок.

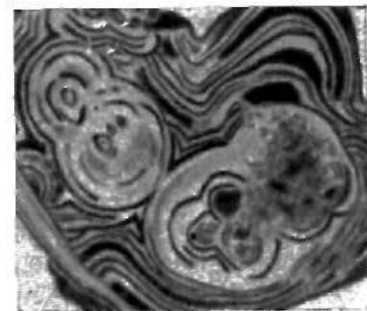


Рис. 46. Малахит в разрезе

Класс III — окислы

Окислы совместно с гидроокислами объединяют около 200 минералов, на их долю приходится до 17% всей массы земной коры. К этому классу относится один

из самых распространенных минералов — кварца, а также окислы железа, алюминия и других металлов.

Кварц SiO_2 . Твердость 7. Удельный вес 2,653—2,654. Окраска весьма различная: бесцветный (горный хрусталь), фиолетовый, молочный, черный, желтый, золотистый, бурый, розовый и т. д. $N_g=1,553$, $N_p=1,544$, $N_g - N_p=0,009$. Блеск стеклянный до матового, спайность весьма несовершенная, излом раковистый. Сингония тригональная.

Кварц образуется магматическим, пневматолитовым и гипергенным пу-

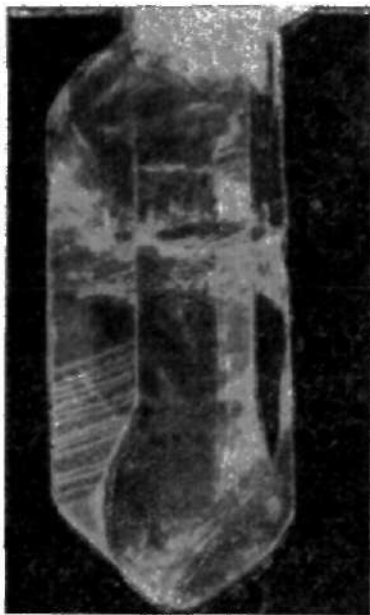


Рис. 47. Кристалл горного хрусталя (кварца)

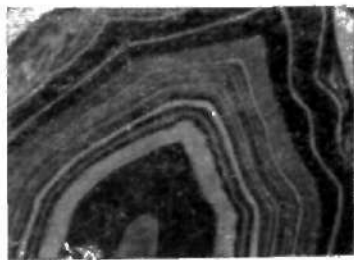


Рис. 48. Агат в разрезе

тями. В условиях выветривания весьма устойчив. Входит в состав очень многих пород (гранит, кварцит, песчаники, пески и т. д.). Встречается самостоятельно в виде сплошных масс (жилы, включения, желваки, цемент различных пород) и отдельных, хорошо ограненных призматических шестигранных кристаллов (рис. 47). Образует много разновидностей, отличающихся друг от друга по окраске, строению и зернистости. Главные разновидности — горный хрусталь (водянопрозрачный), аметист (фиолетовый), морион (дымчатый), а также халцедон, кремь, роговик и агат (рис. 48), являющиеся скрытокристаллическими разновидностями.

Месторождения кварца повсеместны. Кристаллы горного хрусталя встречаются на Урале, Кавказе (район Казбека), Украине (Волянь).

Кварц имеет весьма широкое применение. Массивный кварц применяется в металлургии и производстве огнеупоров (динасовые изделия), чистые разновидности используются в стекольной и фарфоровой промышленности. Прозрачные кристаллы горного хрусталя применяют в оптике, для ювелирных и художественных изделий и для изготовления пьезоэлектрических пластинок. Агаты используются в точных приборах. Халцедон — ценный поделочный камень.

В промышленности большое применение нашли модификации безводного кремнезема — тридимит и кристобалит. Они входят в состав огнеупоров и используются как продукты для получения стекла.

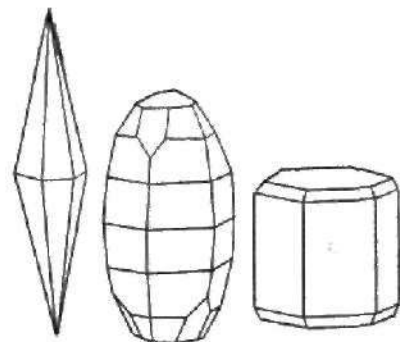


Рис. 49. Форма кристаллов корунда

Корунд (санскр. kuruwinda — рубин) Al_2O_3 . Твердость 9. Удельный вес 3,99—4,10. Цвет синий, красный, серый, зеленый и т. д. $N_g=1,767$, $N_p=1,759$, $N_g - N_p=0,008$. Блеск алмазный до стеклянного, спайность отсутствует. Излом неровный до раковистого. Кристаллизуется в тригональной сингонии.

Корунд образуется в результате магматического, метаморфического и пегматитового процессов. Этот минерал в условиях выветривания очень устойчив. Встречается в россыпях. Входит в состав кварцитов, пегматитовых жил, кристаллических сланцев и других пород. Для корунда характерна его внешняя форма (рис. 49).

Разновидности: красный — рубин, синий — сапфир, темный — наждак, бесцветный — лейкосапфир.

Крупнейшие месторождения в СССР известны на Урале и в Казахстане. Запасы корунда ограничены.

Корунд широко применяется в народном хозяйстве. Чистые и прозрачные кристаллы (красный рубин, синий

сапфир) используются в ювелирном деле. Обычные непрозрачные формы служат ценными абразивными материалами (точильные круги, наждаки и пр.).

Гематит (греч. «гематикос» — кровь) Fe_2O_3 . Твердость 5—6,5. Удельный вес 5—5,3. Цвет вишнево-красный, серый, черный. $Nm=2,988$, $Nr=0,229$. Блеск металлический, иногда матовый. Спайность отсутствует. Происхождение различное. Используется как руда на железо.

Класс IV — гидроокислы

Минералы этого класса широко распространены в природе, особенно в поверхностной части земной коры.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$. Содержание воды от 3 до 9%. Твердость 5,5—6,5. Удельный вес 1,9—2,5. Окраска различна: красная, желтая, зеленая, голубая и т. д. Минерал аморфный. Блеск восковой или перламутровый, излом раковистый. Образуется путем выпадения из водных растворов. Нередко выделяется из гидротермальных источников и гейзеров. Большие массы опала образуются в морских водоемах вследствие коагуляции солей кремнезема, приносимых речными водами, а также путем извлечения кремнезема водорослями и другими организмами.

В природных условиях он образует аморфные натски, слоистые и пористые агрегаты. Опал — распространенный породообразующий минерал осадочных образований, входит в состав трепела, опоки и других пород. На территории СССР этот минерал встречается на Урале, Алтае, Забайкалье, Кавказе, Казахстане и в других местах.

Богатые опалом осадочные породы применяют в цементной промышленности как гидравлические добавки, звуко- и теплоизоляционные материалы и наполнители. Тонкозернистые опаловые образования используют как шлифовальные и полировочные порошки, а также идут для наполнения фильтров, изготовления легкого кирпича и т. д.

Бурый железняк (лимонит) $2Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. В настоящее время под бурым железняком понимается минеральный агрегат, состоящий из ряда гидроокислов железа.

Такой сложный и переменный состав минерала обуславливает большие колебания в его физических свойствах. Твердость 4—5,5 (рыхлые разности — до 1,0). Удельный вес 3,6—4,0. Цвет бурый, желтый, почти черный. Черта светло-бурая, строение скрытокристаллическое. В природе встречается в виде небольших плотных скоплений, конкреций (шарообразных стяжений), желваков, натесков и т. д.

Бурый железняк широко распространен на поверхности земли среди осадочных пород в виде включений и самостоятельных образований промышленного значения (например, керченское железорудное месторождение). Образуется экзогенным путем.

Крупнейшие месторождения в СССР — на Урале, в Крыму (Керченское), в районе Липецка и Тулы. Бурый железняк — одна из главных железных руд. Используется для производства краски — железной охры.

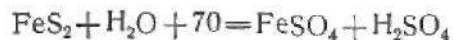
Класс V — сульфиды

Сульфиды — соли сероводородной кислоты. Они насчитывают до 200 представителей, но общее количество их в земной коре незначительно (менее 0,25%). Несмотря на это, роль сульфидов в народном хозяйстве достаточно велика, так как эта группа минералов служит для получения многих необходимых элементов: меди, цинка, свинца и т. д. Для них характерен большой удельный вес, металлический блеск, малая твердость. В зоне выветривания эти минералы легко разрушаются. Примесь сульфидов к естественным строительным материалам во всех случаях снижает их качество.

Минералы этой группы непрозрачны в шлифах, поэтому их изучают в аншлифах.

Пирит (греч. «пир» — огонь), или серный колчедан, железный колчедан, FeS_2 . Твердость 6—6,5. Удельный вес 4,9—5,2. Окраска латуно-желтая. Черта буровато- или зеленовато-черная. Блеск металлический. Спайность весьма несовершенная. Излом неровный. Сингония кубическая. Образование пирита магматическое, осадочное и наиболее часто — гидротермальное. Встречается в различных породах в виде незначительных примесей. Форма кристаллов показана на рис. 50.

Пирит при выветривании быстро разрушается под действием кислорода и воды. Процесс происходит следующим образом:



Вследствие этой особенности пирит является вредной примесью к строительным материалам. Так, если он входит в состав мрамора, то при выветривании на поверхности последнего образуются бурые пятна, которые быстро выкрашиваются. Это связано с процессом разложения пирита и образованием из него окислов железа и серной кислоты. Пирит — основное сырье для производства серной кислоты.



Рис. 50. Кристаллы пирита

Месторождения: на Урале, в Оренбургской области и в Азербайджанской ССР.

Халькопирит (греч. «халькос» — медь), или медный колчедан, CuFeS_2 .

Твердость 3,5—4. Удельный вес 4,1—4,3. Цвет латунно-желтый, золотисто-желтый. Блеск металлический. Спайность отсутствует. Сингония тетрагональная. Встречается в рудных жилах. Основная руда на медь.

Галенит (лат. *galena* — свинцовая руда), или свинцовый блеск, PbS . Твердость 2,5. Удельный вес 7,4—7,6. Цвет свинцово-серый, черта серовато-черная, блеск металлический, спайность совершенная. Сингония кубическая. Встречается в виде зернистых плотных масс, часто в отдельных, хорошо ограниченных кристаллах. Генезис гидротермальный. При выветривании разлагается. Является важнейшей рудой на свинец и серебро. Идет на изготовление свинцовых препаратов, глазурей, свинцовых белил и т. д.

Главнейшие месторождения — на Урале, Кавказе, Алтае.

Сфалерит (греч. «сфалерос» — обманчивый), или цинковая обманка, ZnS . Твердость 3,5. Удельный вес 3,9—4,2. Окраска бурая, желтая до черной в зависимости от

примеси железа. Черта белая, светло-желтая до темно-коричневой. Блеск алмазный, спайность совершенная; излом неровный. Сингония кубическая. Сфалерит встречается в отдельных кристаллах или в виде сплошных зернистых масс. При выветривании легко разлагается. Образуется гидротермальным путем.

Месторождения сфалерита известны на Алтае, Кавказе, в Казахстане, Донбассе. Служит рудой на цинк, используется на изготовление цинковых белил и т. д.

Киноварь (греч. «киннабарн» — сульфид ртути), HgS . Твердость 2—2,5. Удельный вес 8—8,2. Окраска малиново-красная, черта красная. Блеск алмазный, спайность совершенная, излом раковистый, сингония тригональная. Встречается в виде примазок, плотных масс и мелких вкраплений в песчаниках и углистых сланцах. Образование киновари связано с гидротермами. На поверхности земли она устойчива и может скопляться в россыпях.

Месторождения: Украина (Никитовка), Копет-Даг, Фергана. Киноварь — главная руда, из которой получают ртуть. Кроме того, она идет на изготовление краски.

Класс VI — сульфаты

Сульфаты — соли серной кислоты. К ним относятся около 260 минералов, общее содержание их в земной коре не более 0,1%. В основном эти минералы являются сульфатами Na, K, Ca, Mg, Ba и других металлов.

Для минералов этого класса характерен малый удельный вес, небольшая твердость и светлая окраска, некоторые представители содержат воду. В основном это продукты выпадения из водных растворов.

Гипс (греч. «гипсос» — мел) $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Твердость 2. Удельный вес 2,31—2,32. Бесцветный и белый, реже красноватый, желтоватый. $Ng=1,530$, $Nm=1,528$, $Np=1,520$, $Ng-Np=0,010$. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность весьма совершенная, излом раковистый. Сингония моноклинная. Гипс образует призматические, игольчатые и пластинчатые кристаллы. Характерны двойники. Часто встречаются

формы волокнистого строения (разновидность селенит) или снежно-белые плотные тонкокристаллические агрегаты (разновидность алебастр).

Гипс довольно быстро растворяется в воде (в 400 частях воды растворяется приблизительно одна часть гипса). Растворимость зависит от температуры (рис. 51). При нагревании до 60—70° С гипс начинает обезвоживаться и при 150—170° С переходит сначала в полуводную $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, а далее при 200° С в безводную форму CaSO_4 .

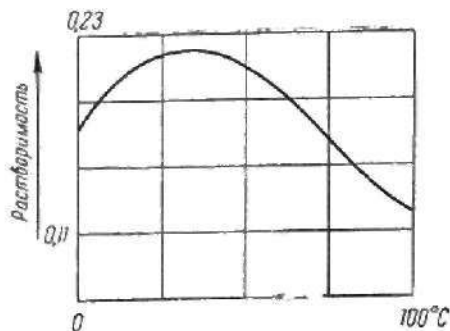


Рис. 51. Растворение гипса в воде в зависимости от температуры

Гипс — минерал осадочных пород. Он встречается в виде породы, а также в глинах, мергелях, песках и т. д. По своему происхождению основная масса гипса связана с процессами выпадения солей из водных растворов (моря и озера).

Главнейшие месторождения гипса: Западное Приуралье, Средняя Азия, Северный Кавказ.

Гипс широко применяется в обожженном виде ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), используется как вяжущее. Помимо этого, он используется для получения ряда строительных материалов и изделий и является важным сырьем для бумажной, химической промышленности, для производства красок, эмали, глазури и т. д. Его также добавляют к портландцементному клинкеру для замедления схватывания.

Иногда примесь гипса в материалах может быть вредной (например, в стекольном песке, гончарной глине и т. д.).

Ангидрит (греч. «гидор» — вода) CaSO_4 . Твердость 3—3,5. Удельный вес 2,8—3,0. Цвет серый или голубоватый. $Ng=1,614$, $Nm=1,576$, $Np=1,571$, $Ng-Np=0,043$. Блеск стеклянный, спайность совершенная по трем направлениям, излом неровный. Сингония ромбическая. Ангидрит обычно встречается в виде плотных зернистых

агрегатов, реже в призматических кристаллах. При соприкосновении с водой он переходит в гипс, увеличиваясь при этом в объеме до 30%. В порошке растворяется в серной кислоте. Происхождение осадочное. Выпадает из морских растворов в присутствии NaCl и MgCl при 25—30° С. Почти всегда находится вместе с гипсом и образует с ним совместные залежи.

Крупнейшие месторождения ангидрита известны в Донбассе (Артемовск), Приуралье и других местах. Применение ангидрита такое же, как и гипса. Кроме того, он используется как поделочный камень и для получения серной кислоты.

Барит (тяжелый шпат) BaSO_4 . Твердость 3,0—3,5. Удельный вес 4,3—4,7. Бесцветный либо белый, реже окрашен в красный, желтый и другие цвета. $Ng=1,648$, $Np=1,636$, $Ng-Np=0,012$. Блеск стеклянный, спайность совершенная в одном направлении, излом неровный. Сингония ромбическая. Встречается в виде грубозернистых плотных масс или кристаллов (рис. 52), таблитчатых и призматических очертаний.

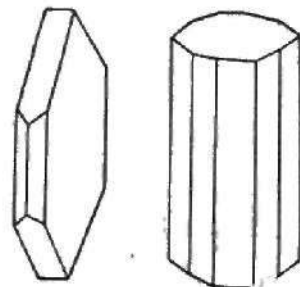


Рис. 52. Формы кристаллов барита

Барит имеет гидротермальное, реже метаморфическое и гипергенное происхождение. Он химически устойчив, поэтому, кроме коренных месторождений, встречается в россыпях.

Главнейшие месторождения: Грузия (Кутаиси), Туркмения, Южный Урал, Алтай и др.

Используется в химической промышленности для получения препаратов бария, в лакокрасочной и полиграфической промышленности, как утяжелитель растворов при бурении, как составная часть штукатурки рентгеновских кабинетов, для приготовления литопоновых белил, в резиновом и бумажном производстве, пиротехнике, медицине, в сельском хозяйстве и т. д.

Мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Твердость 1,5—2. Удельный вес 1,5. Цвет белый, иногда с различными оттенками. $Ng=1,398$, $Np=1,394$, $Ng-Np=0,004$. Блеск стеклянный, спайность совершенная, син-

гония моноклинная. Дает мелкозернистые игольчатые кристаллы, рассыпающиеся в сплошные массы землистого облика. Имеет горько-кислый вкус. Образуется осаждением на дне и по берегам мелких морских заливов при сильном испарении воды и при температуре ниже 33° С. В сухом воздухе мирабилит постепенно теряет воду и превращается в безводную соль. С соляной кислотой не вскипает.

Крупнейшие месторождения: залив Кара-Богаз-Гол и озера Кулундинской степи. Используется в химической, стекольной промышленности, в медицине и при изготовлении красок.

Класс VII — галоиды

Сюда относятся соли соляной, фтористоводородной, бромистоводородной, йодистоводородной и других кислот.

Галоидные соединения включают около 100 минералов, из которых наибольшее распространение имеют соединения хлора и фтора, а из металлов — калий, натрий, магний и кальций. По окраске эти минералы светлые, часто прозрачные. Многие из них растворяются в воде. Происхождение различно: магматическое, гидротермальное, пневматолитовое, осадочное.

Галит (греч. «гальс» — соль), или поваренная соль, NaCl. Твердость 2,5. Удельный вес 2,1—2,2. Цвет белый до прозрачного, от примесей окраска может быть серой, розовой, синей и т. д. Минерал изотропен, $N=1,544$. Блеск стеклянный, спайность совершенная, излом неровный. Сингония кубическая.

Обычно галит залегает пластами среди осадочных пород. Очень хрупок, имеет соленый вкус, легко растворяется в воде. Скопления галита образуются главным образом при осаждении растворов в замкнутых бассейнах (морей и озер).

Крупнейшие месторождения расположены в Донбассе, Соликамске, Прикаспийской низменности.

Галит используется в пищевой и химической промышленности, для отбеливания тканей, в электротехнике, металлургии, кожевенной промышленности и других отраслях народного хозяйства.

Сильвин (по имени химика Сильвия де-ля-Баш) KCl. Твердость 2. Удельный вес 1,97—1,99. Белый или бесцветный, часто пестро окрашен за счет примесей. Оптически изотропен, $N=1,490$ (меньше, чем у галита). Блеск стеклянный, спайность совершенная, излом неровный. Сингония кубическая. Образует зернистые плотные массы.

Сильвин легко растворяется в воде, имеет горько-соленый вкус. Подобно галиту, образуется как химический осадок в морских и озерных водоемах. В СССР имеются месторождения сильвина в Соликамске (Урал), в Прикарпатье и других районах.

Сильвин используется в химической промышленности, стекольном и лакокрасочном производстве, в мыловарении и медицине.

Флюорит (плавиковый шпат) CaF₂. Твердость 4. Удельный вес 3,0—3,2. Цвет фиолетовый, зеленый, белый, бывают и другие окраски. Изотропный, $N=1,434$. Блеск стеклянный, спайность совершенная, излом неровный. Сингония кубическая (рис. 53).

Флюорит при нагревании разлагается серной кислотой. Образование гидротермальное, пегматитовое и пневматолитовое.

Крупнейшие месторождения — в Забайкалье, в Узбекистане и Таджикистане. Флюорит применяется главным образом в металлургии, химической промышленности, в оптике, в керамической промышленности для получения эмалей и цветных стекол.



Рис. 53. Кристаллы флюорита

Класс VIII — фосфаты

В этот класс входят минералы — соли фосфорных кислот. Фосфаты и некоторые родственные им соединения представлены довольно большим числом мине-

ралов (более 300) и составляют до 1% массы земной коры. Большинство минералов редкие.

Апатит (греч. «апато» — обманываю) $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})(\text{PO}_4)_3$. Известен большой ряд апатитовых минералов, различающихся по химическому составу. Твердость 5,0. Удельный вес 3,1—3,2. Цвет зеленый, бурый, желтый, фиолетовый, бесцветный. Оптические константы для разновидностей апатита различны; так, фторапатит имеет $N_g=1,633$, $N_p=1,629$, $N_g-N_p=0,004$; у хлорапатита $N_g=1,667$, $N_p=1,664$, $N_g-N_p=0,003$. Блеск стеклянный, спайность несовершенная, излом раковнистый, сингония гексагональная.

Апатит — широко распространенный минерал, встречается в большинстве типов горных пород. Происхождение магматическое, гипергенное, метаморфическое и пневматолитическое.

В СССР крупнейшие месторождения апатитов имеются на Кольском полуострове, Урале и Забайкалье.

Среди осадочных образований часто встречаются фосфориты, представляющие собой смесь апатита с примесью кальцита, гипса и других минералов; фосфориты встречаются в виде землистых и натечных масс. Месторождения их известны в Поволжье, на Украине и во многих других районах страны.

Апатит служит сырьем для получения фосфорнокислых удобрений, фосфора, используется в спичечной, керамической промышленности и других отраслях производства.

Класс IX — вольфраматы

Минералы этого класса — сырье для производства вольфрама. Многие сплавы вольфрама (например, победит) обладают очень высокой твердостью (до 9,5). Наиболее распространенные вольфраматы — соли вольфрамовой кислоты. Они имеют твердость около 4—5 и высокий удельный вес (6,5—7,5). Происхождение пневматолитовое и гидротермальное.

Типичный представитель — минерал вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$. Цвет темный или коричнево-серый. Спайность совершенная.

В настоящее время в земной коре в свободном состоянии найдено около 50 химических элементов (включая природные газы: O, N, H, He и др.). Они составляют менее 0,1% массы земной коры.

Способы образования этих минералов различны. Одна группа минералов (алмаз, золото и др.) является первичной, т. е. их возникновение связано с магмой и ее продуктами. Вторая группа минералов — вторичные образования, возникшие за счет распада более сложных соединений, образовавшихся когда-то в недрах земли.

В целом к этому классу относятся металлы (платина, золото, серебро, медь) и металлоиды (алмаз, графит, сера).

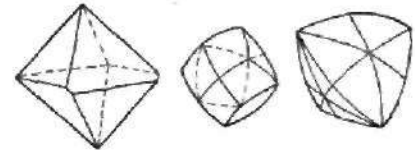


Рис. 54. Кристаллы алмаза

Алмаз (греч. «адомас» — первоначальное название стали, позднее алмаза) C. Твердость 10. Удельный вес 3,5. Окраска различная: бесцветная, голубая, синяя, бурая, черная. Изотропен, $N=2,40-2,46$. Сингония кубическая. Блеск алмазный, спайность средняя. Происхождение алмаза магматическое. В этом случае он залегает в виде отдельных кристаллов в ультраосновных породах. Разрушение этих пород ведет к образованию россыпных месторождений алмаза.

Типичная форма кристаллов алмаза показана на рис. 54. Имеет следующие разновидности: бриллиант — искусственно ограненный алмаз, борт — шаровидный и карбонадо-черный алмаз.

Алмаз отличается высокой твердостью и устойчивостью. Месторождения алмазов известны в Якутии, ранее их добывали на Урале.

Алмазы имеют большое значение для промышленности — металлообрабатывающей и камнеобрабатывающей. Они применяются при бурении скважин в особо твердых породах, для резки стекла и т. д. Чистые разновидности используют в ювелирном деле.

Графит (греч. «графо» — пишу) C. Содержание различных примесей доходит до 13%. Твердость 1,0. Удель-

ный вес 2,1—2,2. Цвет черный до стального серого. Блеск матовый. Спайность совершенная в одном направлении. Излом неровный. Сингония гексагональная. Графит мягок, жирен на ощупь, пачкает руки. Генезис магматический, гипергенный и метаморфический. Месторождения графита довольно редки: в Бурятской АССР, в Красноярском крае, на Украине и других районах.

Лучшие сорта графита идут на производство карандашей и красок (4% добываемого графита). Но большая часть используется для изготовления плавильных тиглей (крупночешуйчатый графит), электродов, сухих элементов, в лакокрасочной промышленности, как смазочное вещество.

В последнее время в промышленности начали применять искусственный графит, получаемый из антрацита.

Сера S. Твердость 1—2. Удельный вес 2. Цвет желтый. Прозрачна в тонких пластинках, в кристаллах просвечивает. Блеск жирный. Спайность несовершенная, излом раковистый до неровного. Хрупкая. Способна гореть. Имеет низкую температуру плавления (112° С). Сингония ромбическая. Самородная сера имеет пневматолитовый или гипергенный генезис, реже образуется биохимическим путем.

Крупнейшие месторождения серы находятся в районах Средней Азии и Поволжья.

Сера применяется в бумажной, лакокрасочной, резиновой, химической, электротехнической промышленности. Используется в медицине и сельском хозяйстве.

ИСКУССТВЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Общие представления

Искусственное получение минералов представляет известный интерес. С одной стороны, это позволяет исследовать процессы минералообразования, с другой — дает возможность получать нужные для практики минеральные вещества, что широко используется в технологии строительных материалов.

Искусственным путем (методом синтеза) можно получить минералы, которые встречаются в природных условиях (алмаз, корунд, кварц и др.), и минералы, которые в

природных условиях самостоятельно не встречаются (алит, белит и др.), а входят в состав различных технических продуктов, таких, как цементы, огнеупоры и т. п.

Искусственно полученные естественные минералы путем синтеза из исходных веществ выгодно отличаются от своих аналогов, образованных в природных условиях, так как в них отсутствуют химические и механические примеси. В настоящее время в промышленных целях получен ряд минералов, которые редко встречаются в природе, но обладают ценными свойствами (флюорит, корунд и др.). В 1961 г. в СССР синтезированы искусственные алмазы, прочность которых оказалась на 40% выше естественных. В табл. 4 приведены некоторые минералы, полученные искусственно.

Таблица 4

Некоторые естественные минералы, полученные искусственно

Минералы	Формула	Минералы	Формула
Сфалерит	ZnS	Самородная сера	S
Корунд	Al ₂ O ₃	Ангидрит	CaSO ₄
Галенит	PbS	Энстатит	Mg (Si ₂ O ₆)
Барит	BaSO ₄	Малахит	CuCO ₃ · Cu(OH) ₂
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	Шпинель	Al ₂ MgO ₄
Оливин	(Fe, Mg) ₂ (SiO ₄)	Кварц	SiO ₂
Полевые шпаты	—	Галит	NaCl
Самородная медь	Cu	Асбест	—
Карбонаты	—	Слюда	—
Алмаз	C	Пирофиллит	—

Методы синтеза естественных минералов можно разделить на две группы: 1) синтез, проводимый в условиях нормального давления и 2) синтез, осуществляемый при повышенных давлениях.

В настоящее время получение искусственных минералов сводится к следующим процессам: 1) кристаллизация расплава; 2) реакции, в которых участвуют газовые компоненты; 3) получение минералов в присутствии водных растворов и 4) получение минералов путем реакции в твердой среде.

Методы синтеза минералов требуют специальной аппаратуры, длительны по времени и весьма трудоемки. В целом задача синтеза минералов еще далеко не решена.

Искусственные минералы технических продуктов
и высокопрочные кристаллы

Группа	Минералы	Химическая формула
Силикаты кальция	Алит Белит Волластонит Псевдоволластонит Ранкиннит	$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ $\beta\text{-CaO} \cdot \text{SiO}_2$ $\alpha\text{-CaO} \cdot \text{SiO}_2$ $3 \text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$
Алюминаты кальция	Трехкальциевый алюминат Пятикальциевый трехалюминат Однокальциевый алюминат Однокальциевый двухалюминат	$3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ $5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ $\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3$
Аломосиликат кальция	Геленит	$2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$
Алюмосиликат	Муллит	$3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$
Силикаты кальция и магния	Окерманит Монтигеллит	$2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$
Алюмоферрит кальция	Целит	От $\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ до $8\text{CaO} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
Ферриты кальция	Однокальциевый феррит Двухкальциевый феррит	$\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

Группа	Минералы	Химическая формула
Оксиды и гидрооксиды	Известь (свободная окись кальция) Портландит (гидрат окиси кальция)	CaO $\text{Ca}(\text{OH})_2$
	Периклаз (окись магния) Кремнезем Тридимит Кристаллит	MgO SiO_2 SiO_2 SiO_2
Гипс и продукты его обезвоживания	Гипс α -полугидрат β -полугидрат Ангидрит	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ CaSO_4
Прочие соединения кальция	Ольдгамит Перовскит	CaS $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$
Высокопрочные кристаллы	Карбиды вольфрама Карбиды молибдена Нитрид ниобия Карбид бора Карбид кремния	WC и W_2C Mo_2C и Al_2O_3 Nb_3N_5 B_4C SiC

Однако в настоящее время многим нашим советским исследователям (К. Д. Хрущев, Д. П. Григорьев, В. В. Лапин и др.) удалось получить целый ряд ценных минералов, причем некоторые из них перестали быть достоянием лабораторий и освоены промышленностью.

Ниже дается краткое описание искусственных минералов, которые встречаются в технических продуктах (цементы, огнеупоры и т. д.), и некоторых высокопрочных кристаллов. Многие из этих минералов входят в состав различных технических продуктов. В связи с этим их описание дается по группам минералов, выделенных по химическому составу (табл. 5).

Силикаты кальция

Алит (трехкальциевый силикат) $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ представляет собой бесцветные мелкие кристаллы в виде гексагональных табличек или призм (иногда игловидных) с неясно выраженной спайностью по одному

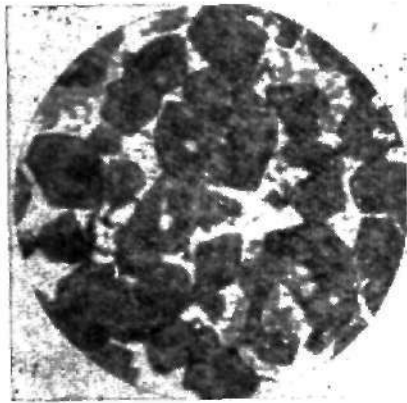


Рис. 55. Кристаллы алита в клинкере (210X)

направлению (рис. 55). Сингония тригональная. Кристаллы нередко обнаруживают зональную структуру, особенно хорошо видную при изучении препаратов в отраженном свете. Погасание прямое или под небольшим углом. Однослойный, показатели преломления $N_g=1,722$, $N_p=1,718$, двойное лучепреломление малое: $N_g - N_p=0,004$. Оптический знак кристалла отрицательный.

Твердость алита по шкале Мооса колеблется между 5 и 6, удельный вес 3,2. Является главным минералом портландцементного клинкера, входит также в доломитовые огнеупоры. Легко может гидратироваться и разлагаться соляной кислотой, способен твердеть под водой.

Белит (двухкальциевый силикат) $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ в трех видах: α -, β - и γ -формы, причем по оптическим данным α и β между собою весьма сходны, а переход в γ -форму сопровождается резким изменением свойств α - и β -формы образуют правильные округлые зерна, часто призматического облика, со спайностью по призме (рис. 56). Для белита во многих случаях характерна сложная двойниковая структура и темноокрашенные включения, имеющие правильную ориентировку. В шлифах эти фор-

мы имеют желтоватую окраску. За счет растворенных Fe_2O_3 и Cr_2O_3 зерна приобретают коричневый или зеленый цвет.

β -форма белита под микроскопом наблюдается в виде трех разновидностей: 1) зерен с двумя или тремя системами взаимнопересекающихся штрихов, каждая из которых состоит из параллельных линий, 2) форм с одной системой двойниковых пластинок; 3) несдвоенных зерен.

Показатели преломления α - и β -форм: $N_g=1,735$, $N_p=1,717$, $N_g - N_p=0,018$, оптический знак положительный. Удельный вес 2,974.

γ - $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ (фелит) имеет призматический облик со спайностью по призме; погасание прямое; показатели преломления: $N_g=1,654$, $N_p=1,642$, $N_g - N_p=0,012$. Это низкотемпературная форма, возникающая из β -формы при 675°C , имеет плотность примерно на 10% меньше плотности α - и β -белита, поэтому такое превращение сопровождается разрушением вещества до состояния тонкой пыли. Появление фелита в вяжущих породах и огнеупорах нежелательно, так как по способности к гидратации и твердению эта форма не активна и в ряде случаев (доломитовые огнеупоры) приводит к разрушению. Вода на γ -форму не действует, она легко разлагается кислотами.

Белит в значительных количествах присутствует в портландцементном клинкере, в шлаках, доломитовых и магнезиально-доломитовых огнеупорах. Портландцемент с высоким содержанием белита отличается замедленным твердением, но зато стоек к разрушающему действию агрессивных вод.

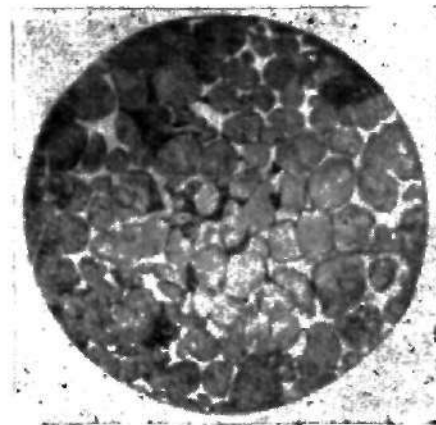


Рис. 56. Кристаллы белита в клинкере (210X)

Воластонит $\beta\text{-CaO}\cdot\text{SiO}_2$ и **псевдоволастонит** $\alpha\text{-CaO}\cdot\text{SiO}_2$ — однокальциевые силикаты. Воластонит — природный минерал, образуется также при расстекловании некоторых технических стекол. Форма кристаллов игольчатая, брусковидная и волокнистая со спайностью, параллельной удлинению. Система моноклинная. $N_g=1,631$, $N_p=1,616$, $N_g - N_p=0,015$. Оптический знак отрицательный. Погасание параллельно удлинению.

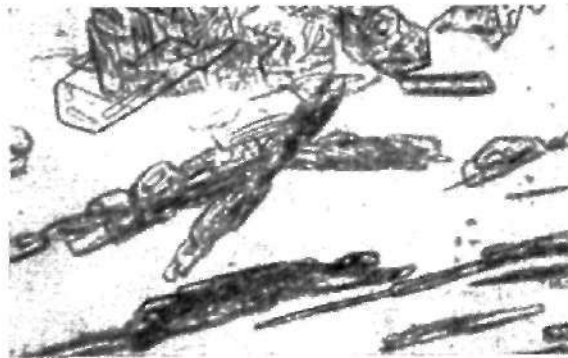


Рис. 57. Псевдоволастонит в стекле (74×)

Удельный вес 2,915. В воде не разлагается, в кислотах легко растворяется.

Псевдоволастонит имеет форму округлых зерен или шестиугольных бесцветных табличек с ясно различной спайностью и иногда с полисинтетическими двойниками (рис. 57). Удельный вес 2,912. $N_g=1,654$, $N_p=1,610$, $N_g - N_p=0,044$, оптический знак положительный. Цвета интерференции яркие (красные, зеленые, желтые тона). Оба минерала характерны для шлаков.

Ранкинит $3\text{CaO}\cdot 2\text{SiO}_2$ (трехкальциевый дисиликат) встречается в основных и кислых доменных шлаках в виде округлых неправильных по очертаниям зерен, по-видимому, ромбической (?) сингонии. В отдельных случаях ранкинит дает крупные порфиновые выделения. Показатели преломления: $N_g=1,650$, $N_p=1,641$, двупреломление слабое: $N_g - N_p=0,009$, оптический знак положительный.

В эту группу входят несколько минералов: трехкальциевый алюминат, пятикальциевый трехалюминат, моноалюминат кальция и однокальциевый двуалюминат.

Трехкальциевый алюминат $3\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$ кристаллизуется в кубической сингонии и образует изометрические бесцветные мелкие зерна с прямоугольными или гексагональными очертаниями и с несовершенной спайностью. Это соединение может находиться также в аморфном состоянии.

Кристаллы трехкальциевого алюмината изотропны, $N=1,710$, твердость 6, удельный вес 3,04. Может растворять в себе до 2,5% Fe_2O_3 , замещающих Al_2O_3 , и тогда $N=1,715$. Способен легко гидратироваться и твердеть с выделением большого количества тепла. Растворяется в кислотах. Входит в состав цементного клинкера. В шлифах наиболее легко устанавливается методом окрашивания.

Пятикальциевый трехалюминат $5\text{CaO}\cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ кристаллизуется в кубической системе в виде округлых, реже треугольных зерен без спайности. Бесцветный, в составе шлаков окрашен интенсивно зеленый цвет. Оптически изотропен, $N=1,608$. Может растворять в себе до 2% Fe_2O_3 , замещающих Al_2O_3 , тогда $N=1,613$. Твердость 5, удельный вес 2,69—2,71.

Неустойчивая форма пятикальциевого трехалюмината обычно представлена игольчатыми или таблитчатыми индивидами ромбической сингонии, которые нередко собраны в сферолитовые радиально-лучистые стяжения. Кристаллы в прозрачных шлифах имеют бледно-зеленую окраску с ясно выраженным плеохронизмом от оливково-серых до голубовато-зеленых тонов. $N_g=1,692$, $N_p=1,687$, $N_g - N_p=0,005$. Погасание прямое.

Пятикальциевый трехалюминат входит в состав глиноземистых доменных шлаков, клинкеров глиноземистого и порландского цемента, причем в последнем в виде самостоятельных выделений не встречается.

Однокальциевый алюминат $\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$ образует таблитчатые прямоугольные очертания, бесцветные кристаллы со спайностью в одном направлении. Нередко наблюдаются сложные и псевдогексагональные тройники-

вые сращения. Погасание табличек прямое; $N_g=1,663$, $N_p=1,643$, $N_g - N_p=0,020$; оптический знак отрицательный. Может растворять в себе до 15% $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, при этом $N_g=1,720$, а $N_p=1,70$. Удельный вес 2,981. Является главной минералогической частью глиноземистого цемента и входит в состав доменного шлака.

Однокальциевый двухалюминат $\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3$ образует моноклинные сильно вытянутые игольчатые или призматические кристаллы иногда длиной в несколько миллиметров. Бесцветен. Имеет большой угол погасания (до 31°), благодаря чему легко распознается. Показатели преломления: $N_g=1,654$, $N_p=1,617$, двупреломление высокое — 0,035. Оптически положителен. Присутствует в клинкере глиноземистого цемента.

Алюмосиликат кальция

Геленит $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ кристаллизуется в квадратной сингонии и дает прозрачные бесцветные таб-

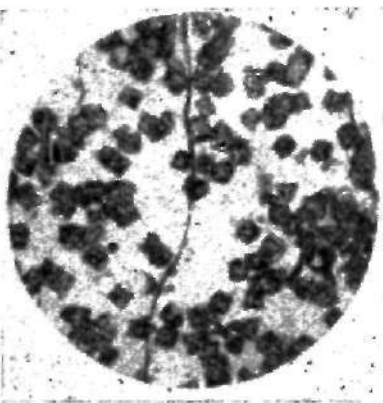


Рис. 58. Геленит в доменном шлаке

лички или призмы с ясно различной спайностью, расположенной поперек его удлиненных кристаллов. Иногда образует крестообразные скелетные формы роста. Показатели преломления: $N_g=1,669$, $N_p=1,658$. Двупреломление умеренное: $N_g - N_p = 0,011$. Цвета интерференции беловато-желтые. Оптический знак отрицательный. Одноосный. Разлагается в соляной кислоте. В глиноземистых цементах геленит размещается между кристаллами однокальциевого алю-

Алюмосиликат

Муллит $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ образует игольчатые, призматические или волокнистые кристаллы с ясно различной совершенной спайностью. Сингония ромбическая. В чистом виде бесцветен, но от примесей Fe_2O_3 и SiO_2 часто получает розовую или синеватую окраску.

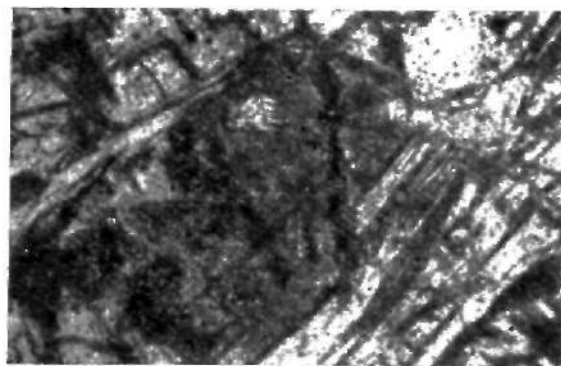


Рис. 59. Муллит в огнеупоре (150X)

Эти примеси ведут к повышению светопреломления до $N_g=1,682$, $N_p=1,661$ и $N_g - N_p=0,021$, в то время как у чистых муллитовых кристаллов $N_g=1,654$, $N_p=1,642$, а $N_g - N_p=0,012$. Оптически положительный.

Минерал может давать сростки и скопления (рис. 59). Примеси Fe_2O_3 и TiO_2 вызывают появление плеохроизма в желтоватых и голубоватых тонах. Удельный вес муллита 3,03. Размер кристаллов муллита разнообразен: от 2 до 5 мк в шамоте до 10 мк по длине в муллитовых изделиях. Входит также в состав фарфора.

Силикаты кальция и магния

Окерманит $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ встречается в природе и образуется искусственно в виде бесцветных квадратных коротких призм или табличек с показателями преломления: $N_g=1,638$, $N_p=1,631$. Двупреломление

слабое: $N_g - N_p = 0,007$. Оптический знак положительный. Одноосный. Окерманит во всех отношениях смешивается с геленитом, образуя серию геленитокерманитов (мелилиты), оптические свойства которых варьируют вместе с составом. Форма таких кристаллов сходна с геленитом. Их сингония тетрагональная. Удельный вес 3,18. Входят в состав магнезиальных цементов, огнеупоров, шлаков.

Монтчеллит $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ кристаллизуется в ромбической системе и дает в природе и в технических продуктах бесцветные призматические зерна со слабой неясной спайностью. Сингония ромбическая. Удельный вес 3,2. Оптические свойства изучены недостаточно. Показатели преломления при содержании его в виде 10%-ного твердого раствора $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ имеют следующие величины: $N_g = 1,655 - 1,651$, $N_p = 1,638 - 1,640$, $N_g - N_p = -0,015$, оптический знак положительный. Встречается в различных шлаках.

Алюмоферрит кальция

Целит (алюмоферрит кальция) представляет собой кристаллы, состав которых может варьировать от $8\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ до $\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Кристаллы целита в портландцементном клинкере заполняют промежутки между алятом и белитом, иногда создавая тончайшие прорастания с другими второстепенными минералами. Они имеют призматическую или округлую форму, сингония ромбическая, цвет от светло-бурого до темно-бурого. В шлифах ясно выражен плеохроизм от светло-желтых до темно-бурых оттенков, угол погасания весьма мал. В отраженном свете целит имеет большую отражательную способность, в силу чего кажется светлоокрашенным.

По данным Н. А. Торопова (1950), в клинкере с повышенным содержанием окиси железа состав целита приближается к $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, в нормальных клинкерах — к $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ и $8\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Показатели преломления для $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ (разновидности, называемой **браунмиллеритом**): $N_g = 2,08$, $N_p = 1,98$, $N_g - N_p = 0,10$. От содержания в нем 1—2% MgO (периклаза) светопреломление несколько снижается, а клинкер приобретает характерную зелено-серую ок-

раску. Удельный вес 3,77. Присутствие браунмиллерита снижает экзотермический эффект твердения портландцемента. Встречается также в шлаках.

Ферриты кальция

В эту группу входят два минерала: однокальциевый феррит $\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ и двухкальциевый феррит $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Оба они играют роль минерализаторов в различных огнеупорах и некоторых видах портландцемента.

Однокальциевый феррит $\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ представляет собой длинные игольчатые кристаллы, слабо прозрачные под микроскопом. Сингония квадратная или гексагональная. Окраска черная, а в порошке интенсивно красная. Показатели преломления: $N_g = 2,465$, $N_p = 2,345$, двупреломление высокое: $N_g - N_p = 0,120$. Феррит в твердом состоянии может растворять в себе до 10% $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ и тогда показатели преломления снижаются: $N_g = 2,25$, $N_p = 2,13$, а двупреломление $N_g - N_p = 0,12$. Растворяется в кислотах. Встречается в составе клинкера глинозелистого цемента.

Двухкальциевый феррит $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ кристаллизуется в виде черных кристаллов, которые в шлифах имеют желтовато-бурю окраску. Спайность отсутствует, $N_g = 2,29$, $N_p = 2,20$, $N_g - N_p = 0,090$. Оптически положительный. Растворяется в соляной кислоте.

Двухкальциевый феррит при гидратации твердения не дает. Образуется в доломитовых огнеупорах, в портландцементе и шлаках. В магнезитовых огнеупорных массах применяется как ускоритель спекания периклаза.

Окислы и гидрокислы

Известь CaO (свободная окись кальция) представляет собой бесцветные кристаллы кубической сингонии. Форма зерен округлая. Встречаются кубики или кучные скопления с ясно выраженной спайностью по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Кристаллы оптически изотропны. Их показатель преломления $N = 1,836$. В шлифах отличается грубым рельефом. CaO

присутствует в клинкере портландцемента (до 10%) обычно в виде мелких зернышек, которые иногда наблюдаются внутри кристаллов $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, а также в мартеновских шлаках и т. д. В отраженном свете CaO определяется методом травления поверхности шлифов (микрохимические реакции).

Портландит (гидрат окиси кальция) $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Образует бесцветные шестиугольные кристаллы гексагональной сингонии с совершенной спайностью. Показатели преломления: $N_g=1,574$, $N_p=1,545$, $N_g - N_p=0,029$. Оптический знак отрицательный. Удельный вес 2,23. Входит в состав строительных растворов, различных вяжущих, силикатного кирпича, динаса.

Периклаз (окись магнезия) MgO встречается в виде округлых октаэдрических или кубических кристаллов незначительных размеров. Спайность по плоскостям куба. Чистый периклаз бесцветен, при частичном растворении в нем окислов железа приобретает желтоватую окраску. Минерал изотропный, показатель преломления $N=1,734-1,737$. В прозрачном шлифе распознается с трудом. Определяется при травлении поверхности шлифа в силу своей большой отражающей способности. Удельный вес 3,58. Периклаз — наиболее важная составная часть магнезитовых и доломитовых огнеупоров, входит также в клинкер портландцемента, в шлаки и т. д. Иногда в кристаллах периклаза, например в спекшемся магнезите, наблюдаются темные точечные выделения магнезиоферрита.

Кремнезем SiO_2 в технических продуктах встречается в виде различных полиморфных форм, из которых главными являются кварц, тридимит, кристобалит, а также кремнеземистое стекло. Минерал кварц, представляющий собой низкотемпературную форму SiO_2 (образуется ниже 573°C), подробно описан на стр. 96.

Остановимся на характеристике других форм.

Тридимит — умеренная температурная форма SiO_2 . Кварц в тридимит превращается при температуре выше 870°C . Кристаллы бесцветные или светло-серые, имеют форму пластинок или удлиненных табличек, часто с характерным образованием копьевидных двойников. Размер зерен может достигать 3—4 мм. Сингония ромбическая, удельный вес 2,27, $N_g=1,473$, $N_p=1,469$, $N_g - N_p=0,004$.

В динасе содержание тридимита достигает 50—70%. Переход SiO_2 в тридимитовую форму сопровождается значительным увеличением объема. Встречается также в шлаках.

Кристобалит — высокотемпературная фаза SiO_2 (образуется при температуре выше 1470°C). Дает правильные октаэдры, зернистые скопления и чешуйчатые сростки, иногда с полисинтетическим двойникованием сложной сотовидной структуры (рис. 60). Кристаллы бесцветные, реже молочного цвета. Удельный вес 2,32, $N_g=1,487$, $N_p=1,484$, $N_g - N_p=0,003$. Входит в состав динаса.

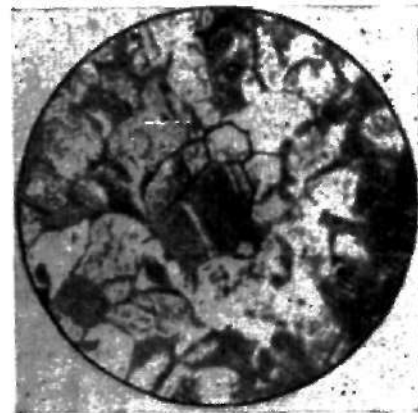


Рис. 60. Кристобалит

Кремнеземистое стекло возникает при достаточно быстром охлаждении кремнеземистого расплава. Оно может быть бесцветным или молочной окраски, последняя обусловлена воздушными пузырьками. Стекло изотропно. $N=1,459$, удельный вес 2,203. Устойчиво в кислотах (кроме плавиковой и фосфорной). Кремнеземистое стекло широко применяется как изоляционный, кислотоупорный, огнеупорный и электронизоляционный материал.

Гипс и продукты его обезвоживания

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и ангидрит CaSO_4 — природные образования. (Описание их см. на стр. 101—102).

Среди продуктов обезвоживания гипса выделяются кристаллические вещества: α -полуhydrat ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), β -полуhydrat ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), γ -обезвоженный полуhydrat, β -обезвоженный полуhydrat, α -ангидрит (CaSO_4), β -ангидрит и γ -нерастворимый ангидрит.

α -Полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ получается при нагревании гипса под давлением 120–125 атм. При этом образуются бесцветные кристаллы в виде удлиненных игл или шестиугольных призм с поперечными полосками (рис. 61). Сингония моноклиная. Показатели преломления при обезвоживании возрастают: $N_g=1,584$, $N_p=1,559$. Двупреломление высокое: $N_g - N_p=0,025$.

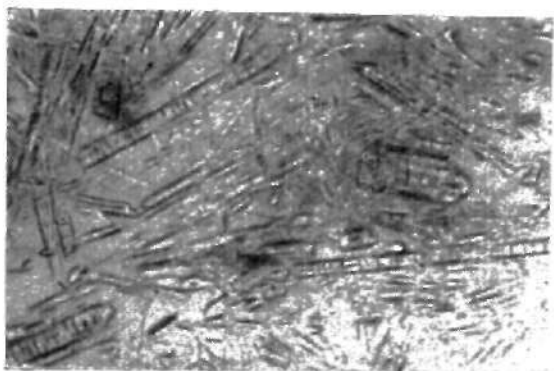


Рис. 61. Продукт обжига α -полугидрата при 150° (150×)

Удельный вес 2,72–2,73. Главная составная часть высокотемпературного гипса.

β -Полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ образуется при нагревании гипса на воздухе до 120° С и потере воды в виде газообразной фазы. Дает мелкозернистую или волокнистую массу бесцветных кристаллов. $N_g=1,556$, $N_p=1,550$, $N_g - N_p=0,006$. Удельный вес 2,67–2,68. β -Полугидрат менее устойчив, чем α -полугидрат. Главная составная часть варочного гипса.

Ангидрит CaSO_4 — искусственный минерал, так называемый растворимый ангидрит, образующийся при обезвоживании полугидратов при температуре выше 220° С. Встречается в двух модификациях — α и β . Отличается по своим свойствам от природного растворимого ангидрита. Растворимый ангидрит имеет форму призм с прямым погасанием и положительным удлинением. Показатели преломления для α -ангидрита: $N_g=1,573$, $N_p=1,554$, для

β -ангидрита: $N_g=1,570$, $N_p=1,546$. Растворимые ангидриты на воздухе быстро гидратируются.

Гипс и продукты его обезвоживания широко применяются в качестве вяжущего, формовочного материала и т.д.

Прочие соединения кальция

Ольдгамит (сульфид) CaS образуется в составе основного доменного шлака в присутствии значительного количества серы. Кристаллизуется в виде очень мелких округлых изотропных зерен кубической сингонии с очень высоким светопреломлением ($N=2,90$). Зерна бесцветны, водянопрозрачны. Мелкие зерна ольдгамита трудно различимы даже при больших увеличениях микроскопа. Удельный вес 2,71. Входит в состав шлаков и цементов.

Перовскит $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$ кристаллизуется в форме октаэдров псевдокубической сингонии с ясно различимой спайностью. Окраска светло-бурая. Показатель преломления $N=2,36$. Входит в состав доменных шлаков.

Искусственные высокопрочные кристаллы

Высокопрочные искусственные кристаллы применяются в технике как режущий и абразивный материал. Таких кристаллов уже известно более 40. Это различные карбиды, нитриды, гидриды и бориды. Твердость их по шкале Мооса превышает 7.

Карбид бора — твердый раствор бора, B_4C . Облик кристаллов ромбоэдрический с усечением призматическими и пирамидальными формами. Сингония гексагональная. Удельный вес 2,48–2,52. Твердость по шкале Мооса около 9. Под микроскопом в отраженном свете карбид бора имеет белый цвет, высокую отражательную способность, высокий рельеф.

Карбид кремния (карборунд) SiC кристаллизуется в зависимости от температуры в кубическую (1650–2000° С) или гексагональную (свыше 2000° С) сингонии. Структуры карбида кремния относятся к слоистым и состоят из чередующихся пачек слоев тетраэдров $[\text{Si}_4\text{C}]$ и $[\text{CSi}_4]$ двойкой ориентации. Удельный вес кубического

карбида кремния 3,216, а гексагонального — 3,217, $N_g=2,697$, $N_p=2,654$, $N_g - N_p=0,043$. В проходящем свете — зеленый, синий, реже бесцветный или дымчатый. В отраженном свете кристаллы светло-серые, почти белые, имеют высокую отражательную способность и высокий рельеф. Твердость по шкале Мооса более 9.

Нитрид ниобия Nb_3N_5 образуется восстановлением трехоксида ниобия сажей в атмосфере азота при $1200^\circ C$. Это кристалл с плотной гексагональной решеткой. Удельный вес 8,4. Твердость по шкале Мооса 8—9.

Карбиды вольфрама WC и W_2C получают расплавлением вольфрамового ангидрида WO_3 с сажей в пламени вольтовой дуги. Оба карбида относятся к гексагональной сингонии. Твердость по шкале Мооса у $WC=9$, у $W_2C=9-10$.

Карбиды молибдена Mo_2C и MoC получают расплавлением смеси молибденового ангидрида с карбидом кальция и углем в вольтовой дуге или плавлением шихты, содержащей уголь и MoO_2 . Кристаллы относятся к гексагональной сингонии. Твердость по шкале Мооса 7—9.

Часть III

ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Горные породы представляют собой минеральные агрегаты, сложенные из одного или нескольких минералов и занимающие значительные участки земной коры. Им свойственно большее или меньшее постоянство химического и минералогического состава и структуры, а иногда и определенные условия залегания. Горные породы изучает наука петрография (греч. «петрос» — камень, «графо» — описываю).

В настоящее время известно около 1000 видов горных пород. По своему происхождению они делятся на три генетические группы: магматические, осадочные, метаморфические.

Магматические породы возникают из застывающей в недрах Земли или на ее поверхности магмы. Они формируются в условиях высоких температур.

Осадочные породы образуются в процессе накопления и преобразования продуктов разрушения ранее возникших горных пород, остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности. Их формирование происходит на поверхности Земли при обычных температурах и нормальном давлении и в большинстве случаев в водной среде.

Метаморфические породы появились в результате изменения осадочных и магматических пород на больших глубинах под действием главным образом высоких давлений и температур.

Земная кора сложена этими тремя типами пород, но соотношение их далеко не одинаковое. Так, подсчеты показали, что в земной коре (до глубины 16 км) магматические породы занимают 95% общей ее массы. На поверхности Земли наибольшее распространение имеют осадочные образования. Они покрывают 75% площади Земли.

Петрография имеет ряд направлений. Выделяется в самостоятельную науку литология — учение об осадочных породах. Помимо этого, в последние десятилетия возникли новые отрасли — техническая петрография и петрохимия.

Техническая петрография изучает и помогает создавать искусственные породы, получаемые в ходе металлургического, керамического и других технологических процессов.

Петрохимия, созданная трудами советского ученого А. Н. Заварицкого, раскрывает основные закономерности химического состава породы и его изменения в процессе метаморфизма.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Глубинные и излившиеся породы

Магматические породы состоят из 600 различных видов и разновидностей. Они образовались благодаря затвердению силикатного расплава — магмы.

Расплавленная магма, прорываясь по трещинам земной коры, в одних случаях застывает в ее недрах, а в других — достигает поверхности (рис. 62, Б). Так как условия остывания магмы в глубинах и на поверхности Земли резко различны, то горные породы, образовавшиеся в толще земной коры, сильно отличаются по своей структуре от магматических пород, сформировавшихся на поверхности. Первые носят название интрузивных (глубинных) пород, а вторые — эффузивных (излившихся).

Глубинные магматические породы образуются в среде более древних по возрасту пород в условиях высокого давления, медленного и равномерного остывания магмы, нередко при деятельном участии газов и паров. В этом случае происходит спокойная кристаллизация магматиче-

ского раствора и образуются полнокристаллические породы.

Излившиеся магматические породы формируются в условиях поверхности Земли при низких давлениях и температурах, а также в условиях возможности быстрой от-

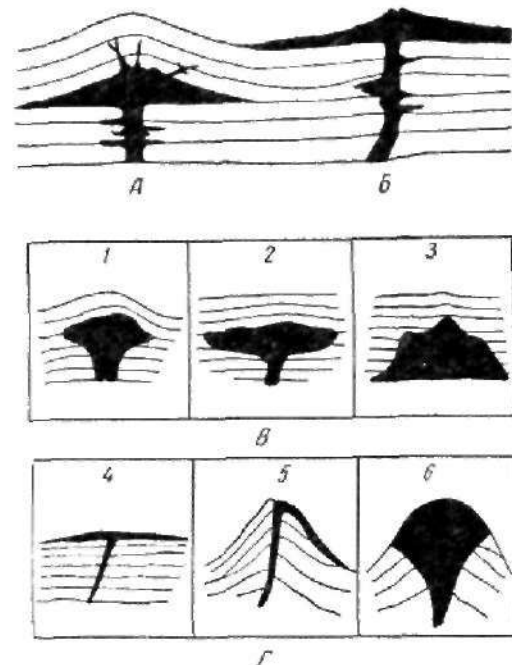


Рис. 62. Схема образования глубинных и излившихся магматических пород и формы их залегания. А — глубинные; Б — излившиеся; В — интрузивные; Г — эффузивные:

1 — лакколлит, 2 — дололит, 3 — батолит, 4 — покров, 5 — поток, 6 — купол

дачи тепла и газовых компонентов в атмосферу. В такой среде возникают породы, часто обладающие большой пористостью с обилием аморфного стекла и примесью кристаллов-зародышей.

Среди излившихся пород различают палеотипные и кайнотипные разновидности («палео» — древний,

«скайно» — новый). Следует заметить, что подобное подразделение основано не только на возрасте пород, а и на степени их измененности. Палеотипные породы в сильной степени разрушены процессами выветривания, чем и отличаются от кайнотипных.

Среди глубинных пород главное место принадлежит гранитам, а среди излившихся — базальтам и андезитам.

Формы залегания магматических пород

Формы залегания глубинных и излившихся пород в связи с условиями их образования различны.

Характер залегания глубинных (интрузивных) пород

Интрузивные массивы по отношению к напластованию вмещающих их пород могут залегать: 1) согласно, т. е. параллельно напластованию вмещающих пород; сюда относятся лакколиты, лополиты, пластовые залежи и 2) несогласно, когда форма интрузива не параллельна слоистости окружающих толщ; сюда входят батолиты, штоки, жилы.

К формам согласного залегания магматических пород прежде всего относятся лакколиты, имеющие каравановидную форму с выпуклой поверхностью (рис. 62, В). Размеры их сравнительно небольшие, от 100—200 м до нескольких километров в поперечнике. В СССР лакколиты известны в Крыму, на Северном Кавказе в окрестностях Пятигорска (гг. Бештау, Машук, Железная).

Другая форма согласного залегания — лополиты (рис. 62, В), имеющие вид плоского блюда или чаши. Их образование связано с опусканием подстилающих и покрывающих интрузию осадочных слоев.

Пластовые залежи представляют собой интрузивные тела большой протяженности, залегающие параллельно напластованию осадочных пород.

Одной из главных форм несогласного залегания служит батолит (рис. 62, В), представляющий собой куполообразное интрузивное тело, достигающее больших

размеров (площадью более 200 км²). Основание его погружается в недра земли.

Другие формы несогласного залегания — штоки и жилы. Штоки по форме аналогичны батолитам, но отличаются меньшими размерами, занимая площади менее 200 км². Жилы образуются при заполнении магматической породой трещин и повторяют их форму. Жилы, секущие пласты вертикально или близко к вертикальному положению, иногда называются дайками. Мелкие ответвления жил образуют апофизы.

Формы залегания излившихся (эффузивных) пород

Характер залегания излившихся пород менее разнообразен. Наиболее типичные формы — потоки, покровы и купола. Расплавленная лава, вытекающая из вулкана и трещин в земной коре, движется в виде лавовых потоков, форма которых определяется рельефом местности (рис. 62, Г).

Покровы (рис. 62, Г) в отличие от потоков образуются при больших излияниях масс базальтовых лав и занимают значительные площади. В Индии, на Деканском плоскогорье, эффузивные покровы занимают площадь до 800 000 км². В СССР крупные лавовые покровы развиты в Восточной Сибири (Средне-Сибирское плоскогорье).

Купола (рис. 62, Г) возникают при очень вязких гранитных магмах. Лавы, вытекая из вулкана, не растекаются, а образуют куполообразные формы, приуроченные к месту эффузивного излияния.

Химико-минералогический состав

В составе магматических пород встречаются почти все химические элементы, но роль их далеко неодинакова. Наибольшее распространение имеют всего лишь 10 элементов.

Элементы	Проценты	Элементы	Проценты
O	49,13	Mg	2,35
Si	26,00	K	2,35
Al	7,45	Na	2,40
Fe	4,20	Ti	0,61
Ca	3,25	H	1,00

На долю остальных химических элементов приходится около 1%.

Горные породы в отличие от минералов не выражаются точной химической формулой. Данные химических анализов пород обычно представляются в виде окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и т. д.) с указанием их процентного содержания.

Для магматических пород характерны следующие пределы содержания окислов:

Окислы	Пределы содержания (%)
SiO_2	25—85
Al_2O_3	доли процента — 30
FeO	— 11
MgO	— 47
CaO	— 17
Na_2O	— 17
K_2O	— 17
H_2O	— 7

Каждый вид магматической породы (гранит, базальт и др.) характеризуется своим химическим составом, хотя и с известными колебаниями. В табл. 6 приведено несколько примеров химического состава магматических пород.

Таблица 6

Химический состав магматических пород

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Гранит . . .	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,88	1,99	3,48	4,11	0,84
Липарит . . .	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,38	1,20	3,38	4,46	1,47
Диорит . . .	58,90	0,76	18,47	2,89	4,04	3,57	6,14	3,46	2,11	1,27
Андезит . . .	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,04	1,26
Габбро . . .	48,24	1,97	17,88	3,16	5,95	7,51	10,99	2,55	0,89	1,45
Базальт . . .	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62

Для магматических пород наиболее характерен кремнезем. Его содержание в пересчете на окисел SiO_2 колеблется от 25 до 85%. В зависимости от количества SiO_2 магматические породы подразделяются на пять групп, каждой из которых соответствует определенный тип магмы.

Ультракислые, $\text{SiO}_2 > 75\%$ (ультракислые магмы).
 Кислые, SiO_2 от 65% до 75% (гранитные магмы).
 Средние, SiO_2 от 52 до 65% (диоритовые и сиенитовые магмы).
 Основные, SiO_2 от 40 до 52% (габбровые магмы).
 Ультраосновные, $\text{SiO}_2 < 40\%$ (пироксенито-перидотитовые магмы).

В самостоятельную группу щелочных пород выделяют породы, богатые окислами щелочей (до 20%). Им соответствует нефелино-сиенитовая магма. По содержанию SiO_2 эта группа относится к средним породам.

Подразделение магматических пород по содержанию SiO_2 имеет известное практическое значение. Так, с уменьшением содержания SiO_2 в глубинных породах окраска, как правило, изменяется от светлой к темной, возрастает удельный вес, понижается температура плавления, увеличивается вязкость.

Минералогический состав магматических пород

В состав магматических пород входит большое число разнообразных минералов. Каждая порода имеет свой определенный состав минералов. Например, гранит состоит из кварца, полевых шпатов, слюды и других; габбро — из полевых шпатов, авгита и др.

Среди минералов различают главные, составляющие основную массу породы, и второстепенные — минералы, содержание которых в породе незначительно. К числу главных относятся полевые шпаты, фельдшпаты, кварц, слюды, оливин, пироксены и амфиболы; к второстепенным — апатит, корунд, рудные минералы и многие другие.

Если взять все виды магматических пород и подсчитать среднее содержание в них минералов, то на первом месте будут полевые шпаты (60%), далее амфиболы и пироксены (17%), кварц (12%), слюда (4%). Содержание остальных минералов незначительно.

Кроме того, среди главных минералов условно выделяются цветные и светлые. При этом под цветными понимаются амфиболы, оливин, пироксены и биотит.

к светлым относят полевые шпаты, фельдшпатыды и кварц.

Важное практическое значение имеет разделение минералов в горных породах на первичные и вторичные. К первичным относятся минералы, образовавшиеся в процессе кристаллизации магмы, а вторичные (глинистые, карбонаты) — результат видоизменения первичных минералов и могут служить показателем степени выветрелости пород.

Магматические породы бывают мономинеральными, состоящими в основном из одного минерала, и полиминеральными, состоящими из нескольких главных минералов, не считая второстепенных.

Минералогический состав меняется в направлении от кислых к ультраосновным породам: уменьшается содержание светлых минералов и увеличивается количество цветных (табл. 7).

Таблица 7

Изменение количества цветных минералов в различных типах магматических пород

Показатель	Кислая порода	Средняя порода	Основная порода
	гранит	сyenит, диорит	габбро
Содержание темноцветных минералов	5—10%	15—25%	35—40%

Различное сочетание минералов в каждом виде породы не случайно и является закономерным следствием процесса дифференциации и кристаллизации магмы.

Структура и текстура магматических пород

Кроме химического и минералогического состава, каждая порода характеризуется определенными структурными и текстурными признаками, которые представляют собой результат различных условий застывания.

Структура породы определяется особенностями ее внутреннего строения. Она характеризуется степенью развития кристалличности, размерами, формами и взаиморасположением минералов.

Структура пород отражает условия их образования. По степени кристалличности различают: 1) зернистые (полнокристаллические) структуры, типичные для глубинных пород (рис. 63), 2) полукристаллические зернистые структуры (совместное нахождение

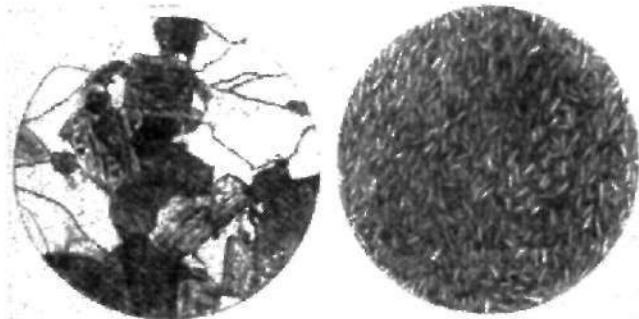


Рис. 63. Структура магматических пород. А — зернистая; Б — скрытокристаллическая

кристаллов и аморфного стекла) и 3) стекловатые структуры, типичные для излившихся пород.

Среди зернистых структур целесообразно выделять:

- а) крупнозернистые, содержащие зерна крупнее 5 мм,
- б) среднезернистые, составленные зернами в 2—5 мм и
- в) мелкозернистые, состоящие из зерен размером менее 2 мм.

По сочетанию кристаллов разных размеров различают *равномернозернистые* и *неравномернозернистые* структуры.

Пример неравномернозернистых структур — порфировая и порфировидная структуры. Порфировая структура свойственна излившимся породам; среди стекловатой (или тонкозернистой) массы разбросаны отдельные крупные кристаллы — так называемые порфировые вкрапления (рис. 64). В порфировидных структурах различие между вкраплениями и зернами основной массы менее заметно.

В полнокристаллических породах структуры различают по степени совершенства форм минералов. Выделяют три формы: идиоморфные — имеющие кристаллы с характерными для них гранями; аллотриоморфные — кристаллы, располагающиеся между другими минералами и не имеющие правильной формы, и ги-пидиоморфные — кристаллы, обладающие частично

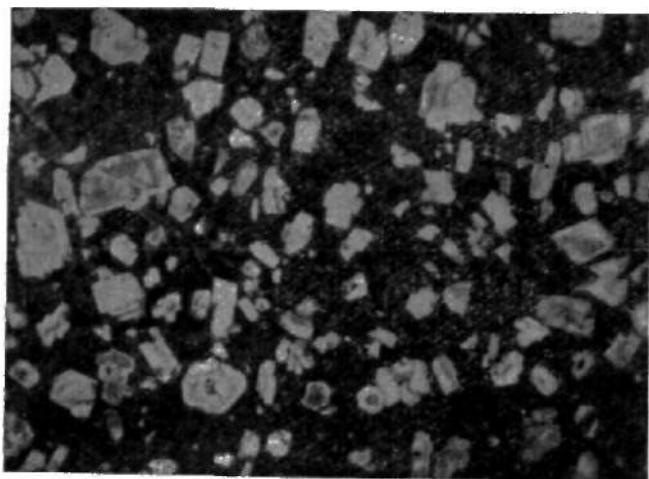


Рис. 64. Порфировая структура

своей формой, но искаженной за счет форм соседних кристаллов.

По этим признакам выделяют следующие структуры: гранитная — цветные минералы идиоморфные по отношению к полевым шпатам и кварцу;

офитовая (диабазовая) — резко выраженный идиоморфизм плаггиоклаза и аллотриоморфизм авгита, который размещается между кристаллами плаггиоклаза;

габбровая — зернистая с аллотриоморфными формами кристаллов;

пегматитовая — мелкие кристаллы одного минерала включены в крупные зерна другого и имеют одинаковую ориентировку.

В стекловатых магматических породах структуры выделяют по количеству и характеру расположения мелких кристаллов (микролитов):

стекловатая — микролитов нет (или их очень мало),

андезитовая — примерно равное количество стекла и микролитов, которые имеют игольчатую форму,

интерсертальная — резкое преобладание микролитов над стеклом,

флюидальная — микролиты вытянуты и расположены в определенном направлении, т. е. потокообразно.

Текстура породы — характер расположения составных частей породы в занимаемом ими пространстве. Текстура определяется особенностями кристаллизации магмы.

Магматические породы могут иметь однородные и неоднородные текстуры. Однородная текстура более типична для глубинных пород, неоднородная чаще наблюдается среди излившихся пород.

Однородная текстура характеризуется однообразным во всех направлениях заполнением породы минеральной массой. Такую текстуру можно видеть у равномернозернистого монолитного гранита и ее обычно называют массивной, или сплошной.

Неоднородная текстура обусловлена чередованием в породе участков различного минералогического состава или различной структуры. Среди неоднородных текстур выделяют сланцеватую, шлаковую, миндалевидную и другие. Сланцеватая текстура связана с расчленением породы на пластинки, шлаковая — возникает в процессе выделения газов из остывающей лавы, что приводит к образованию различных пустот (ноздреватости) и типично для излившихся пород; миндалевидная — характеризуется пустотами овальной формы, заполненными вторичными минералами.

Строительные свойства магматических пород в невыветренном состоянии высокие. Это связано, помимо прочих причин (как трещиноватость, минералогический состав), с характером структуры и текстуры пород. Магматические породы обладают структурами с жесткими кристаллизационными связями. Это обуславливает хорошие строительные качества этих пород. Однако среди них наибольшей прочностью отличаются мелкокристаллические, а также равномернозернистые структуры. Менее прочны породы крупнокристаллические, порфировые и особенно

полустекловатые и стекловатые. В стекловатых породах степень кристалличности равна нулю.

При оценке технических качеств магматических пород с различной текстурой следует отдавать предпочтение массивному сложению. Сланцеватое сложение облегчает разработку этих пород, но в целом может снижать их качество (сопротивление на сжатие, стойкость к выветриванию).

Трещиноватость и отдельность магматических пород

При формировании магматических пород в результате неравномерного охлаждения массивы пронизываются сетью трещин, которые принято называть тре-



Рис. 65. Матрацевидная отдельность в гранитах

щинами отдельности. Система трещин расположена закономерно и со временем в процессе выветривания становится более ясно различимой. Это приводит к распадению массивов на отдельности определенной величины и формы. Различают несколько видов отдельностей.

Пластовые, или плитняковые, отдельности. Порода разбита на отдельные пласты и плиты, углы которых в процессе выветривания могут сглаживаться и приобретать более или менее овальную форму. В этом

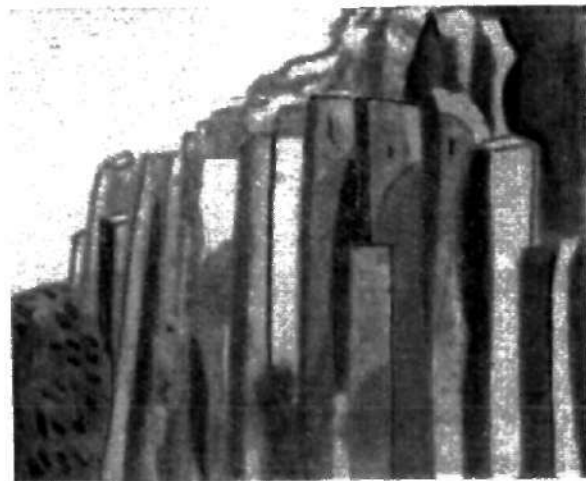


Рис. 66. Столбчатая отдельность

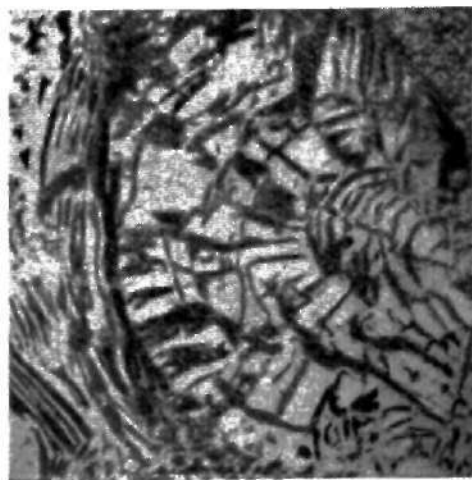


Рис. 67. Шаровая отдельность

случае ее называют матрацевидной отдельностью. Этот тип отдельностей характерен для гранитов (рис. 65).

Столбчатая отдельность. Массив разбивается сетью трещин на столбообразные отдельности, которые в поперечном сечении имеют трех-, четырех-, пяти- и шестиугольную формы.

Столбы располагаются вертикально (рис. 66). Эта форма типична для базальта.

Шаровая отдельность (рис. 67) наиболее характерна для диабазов, гранитов, возникает чаще всего при подводных излияниях лавы.

Помимо трещин отдельности, в массивах могут возникать системы трещин тектонического происхождения, ориентированных перпендикулярно к направлению действующих горообразовательных сил. Наконец, возможно возникновение системы трещин, связанных с процессами выветривания.

Трещиноватость массивов следует учитывать при разработке магматических пород, а также при изучении геологических процессов и при инженерно-геологических исследованиях. Трещиноватость облегчает добычу, раскалывание и обработку пород, в то же время она в известной мере ограничивает возможность их применения.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как указывалось выше, магматические породы классифицируются по целому ряду признаков (условия происхождения, химический и минералогический состав и т. д.). В общем виде классификация магматических пород и их представители показаны в табл. 8.

Ультракислые породы

Содержание SiO_2 в этих породах более 75%. К ним относятся пегматиты и некоторые редко встречающиеся породы типа аляскинтов.

Пегматиты (греч. «пегматос» — крепкая связь) состоят из крупных зерен кварца, полевого шпата и небольших количеств цветных минералов. Характерно взаимное прорастванение полевого шпата кварцем. На попе-

речных разрезах, особенно на полированных плоскостях, поверхность пегматитов напоминает рукопись с древнееврейскими буквами. Такой пегматит часто называют письменным гранитом, а структуру — графической или пегматитовой.

Пегматиты образуют довольно правильные жилы, иногда массивы и гнезда. На территории СССР встречаются довольно часто (Урал, Кавказ и т. д.).

В процессе выветривания пегматиты дают различные обломки и каолиновые глины. Пегматиты используют как керамическое сырье. С ними связаны месторождения слюды, топаза, вольфрама.

Аляскинты (от нахождения на Аляске) — полнокристаллические породы светло-серого цвета, обладающие среднезернистой структурой. Основными минералами являются кварц и полевой шпат.

Аляскинты используются в керамике и как кислотоупорный материал.

Кислые породы

Эта группа — наиболее распространенная из магматических пород, развитых на земной поверхности. В их составе содержится 65—75% SiO_2 . Они характеризуются присутствием кварца и полевых шпатов (ортоклаз, микроклин), а также небольшим количеством цветных минералов (роговая обманка, слюды) и плагиоклазов. Основные представители — граниты и их излившиеся аналоги: кайнотипные — липариты, палеотипные — кварцевые порфиры, а также стекловатые эффузивные разновидности аналогов (обсидиан, пемза).

Граниты (греч. «гранум» — зерно) — породы светлые, причем основная окраска их обусловлена цветом полевого шпата, содержание которого в породе достигает 40—60%. Обязательно присутствует кварц (20—40%) и цветные минералы (до 10%) — слюды, реже роговая обманка и авгит. Из числа второстепенных минералов встречаются апатит, пирит, магнетит и т. д. В зависимости от содержания цветного минерала граниты подразделяются на биотитовые, мусковитовые, двуслюдистые, роговообманковые и др.

Структура гранитов полнокристаллическая, редко порфировидная (рис. 68). По крупности зерен структуры

Схема классификации магматических пород

Группа пород	Минералогический состав	Инструментальные породы. Структура кристаллическа зернистая	Эффективные породы		
			кайнопитные	палеозойные	
Породы с новыми штатами	Ультракислые ($\text{SiO}_2 > 75\%$)	Ортоклаз, кварц	Перматит, аляскиты	—	
	Кислые (SiO_2 65—75%)	Полевой шпат (чаще ортоклаз), кварц, слюда, роговая обманка	Гранит	Липарит Кварцевый порфир	
	Средние (SiO_2 52—65%)	Полевой шпат (чаще ортоклаз), роговая обманка, биотит, фельдшпатиды	Снегит и нефелиновый снегит (щелочные породы)	Трахит	Бескварцевый порфир
		Полевой шпат (плагноклаз), роговая обманка, авгит, биотит	Диорит	Амезит	Порфирит
Основные (SiO_2 40—52%)	Полевой шпат (чаще лабрадор), авгит, оливин	Габбро	Базальт	Диабаз	

Продолжение табл. 8

Группа пород	Минералогический состав	Инструментальные породы. Структура кристаллическа зернистая	Эффективные породы	
			кайнопитные	палеозойные
Породы без новых штатов	Ультраосновные ($\text{SiO}_2 < 40\%$)	Авгит	Пироксенит	—
		Оливин, авгит	Перидотит	—
		Оливин	Дунит	—

подразделяются на мелкозернистые (меньше 1 мм) и крупнозернистые (больше 5 мм). Текстура массивная, однородная (рис. 69). Крупнозернистая разновидность гранита, широко применяемая в строительстве, носит название рапакиви.

Окраска гранитов от светло-серой до мясо-красной, реже зеленоватая. Объемный вес 2600—2700 кг/м³. Пре-

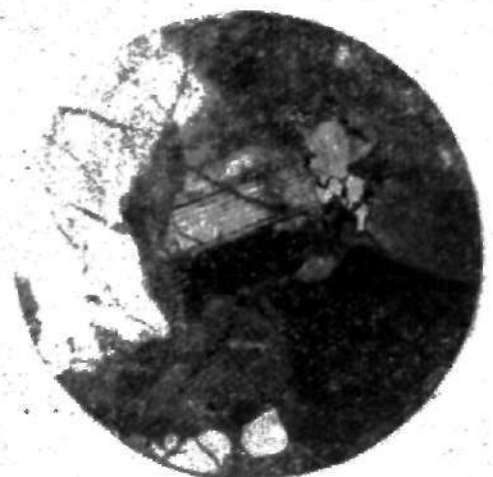


Рис. 68. Биотитовый порфиоровидный гранит (150×)

дел прочности на сжатие 1200—1500 кг/см². Обладает малой пористостью.

Выветривание гранитов приводит к образованию обломков и глинистых частиц. Наиболее стойки к выветриванию мелкозернистые граниты с малым содержанием слюды и повышенным количеством кварца.

Типичные формы залегания гранитов — крупные тела — батолиты, реже штоки, дайки, жилы и лакколиты. Массивы гранитов разбиты системой горизонтальных и вертикальных трещин, что дает параллелепipedальную, матрацевидную, реже пластовую и шаровую отдельности.

Граниты занимают значительные площади в Карелии, на Кольском полуострове, Кавказе и Урале, в Сибири и Средней Азии. Следует заметить, что граниты в областях широкого их развития могут обладать разнообразным составом, структурой, формой залегания и возрастом.

Благодаря большой распространенности и высоким техническим качествам граниты находят широкое применение. Они хорошо обтесываются и полируются, хотя обработка из-за содержания в их составе кварца несколько затруднена. Используются для облицовки различных сооружений, кладки фундаментов, волнорезов, изготовления орнаментов, ступеней, тротуарных плит и т. д. Применяются также в качестве камня для дорог и щебня для бетона.

Липариты (по названию о. Липари в Италии) и кварцевые порфиры — излившиеся аналоги гранита,

сходные с ним по минералогическому составу, хотя цветных минералов содержат несколько меньше.

Структура порфировая, при этом основная масса породы стекловатая (редко тонкозернистая). В липарите порфирующие вкрапленники ясно различимы и представлены полевым шпатом, кварцем и биотитом, а в кварцевом порфире — кварцем и ортоклазом. Липариты могут быть пористыми, кварцевые порфиры всегда плотные. Текстура полосчатая.

Липариты окрашены в светлые тона — белые, желтоватые, светло-серые, иногда слегка розоватые. Кварцевые порфиры темнее: бурые, красные, желтые, зеленоватые. Окраска часто имеет пятнистый характер, что



Рис. 69. Гранит (Кавказ)

обусловлено значительным вторичным изменением пород за счет процессов выветривания. Объемный вес 2400—2650 кг/м³. Предел прочности на сжатие для липаритов 1300—1800 кг/см². При выветривании распадаются на мелкие обломки и переходят в глинистую массу.

Липариты и кварцевые порфиры встречаются в больших куполообразных массивах на Кавказе, Урале, Дальнем Востоке, Средней Азии и в Сибири. Применение этих пород невелико. Используются они в качестве строительного камня (бут, щебень, тесаный камень), иногда в качестве облицовочного и дорожного материала. Выветрелые кварцевые порфиры вмещают месторождения каолинита.

Вулканические стекла — стекловатая разновидность липаритов и кварцевых порфиров. Под этим названием объединяются обсидиан, пемза и смоляной камень.

Обсидиан (Obsianus — по имени римлянина Обсиуса) представляет собой плотную аморфную стекловатую массу без вкраплений. Окраска разнообразна — от светлой до черной, излом раковистый, блеск стеклянный. Встречается совместно с липаритами и кварцевыми порфирами в Закавказье. Используется в качестве «гидравлической» добавки, т. е. способен затвердевать под водой в смеси с гашеной известью; идет на изготовление темного стекла, применяется как поделочный камень.

Пемза (лат. pumex — пена) — пористая масса, по внешнему виду похожая на застывшую пену. Окраска разнообразная — белая, серая, желтоватая, иногда красноватая. Пемза легкая, может плавать на воде, отличается хрупкостью. Объемный вес 900 кг/м³. Отличается малой теплопроводностью.

Пемза больших скоплений не образует и чаще всего встречается в виде отдельных обломков, выброшенных в процессе извержения вулканов. Встречается на Камчатке, в Крыму, на Кавказе и т. д.

Большое применение она находит как абразивный (шлифовальный) и теплоизоляционный материал, в качестве заполнителя для легких бетонов, активной добавки к известям и цементам (в силу чего они получают способность затвердевать под водой), сухой краски для штукатурки, куда добавляется в виде порошка, в качестве фильтра.

Средние породы

Эти породы содержат 52—65% SiO₂. В их состав входят плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин) и цветные материалы; из которых наиболее типична роговая обманка. Кварца обычно мало. Представителями являются диориты и их излившиеся аналоги — андезиты и порфириты. Андезит относится к кайнотипным породам, а порфирит — к палеотипным.

Диориты (греч. «диорао» — отделяю) представляют собой интрузивные породы. В их составе основное место занимают светлые плагиоклазы, роговая обманка,

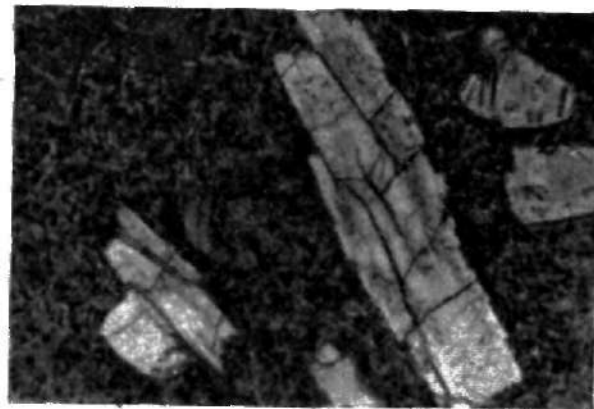


Рис. 70. Диоритовый порфирит (24×)

реже авгит и биотит. Кварц то отсутствует, то встречается в незначительном количестве (кварцевый диорит). Среди второстепенных минералов присутствуют пирит, апатит, магнетит и др. Цветные минералы составляют 25—30%.

Окраска диоритов колеблется от светло-серой до темно-серой. Структура подмикросталлическая, зернистая, реже порфировидная (рис. 70). Текстура массивная. Объемный вес 2800—3000 кг/м³. Предел прочности на сжатие 1800—2400 кг/см². Диориты при выветривании приобретают зеленовато-серую окраску и становятся мало пригодными для строительных целей. Они встречаются

ся в виде лакколитов, жил, штоков и часто образуют зоны в гранитных и габбровых массивах. Отдельность подобна граниту.

Диориты встречаются довольно редко, известны в Крыму, на Украине, Урале и Кавказе. Вследствие большой вязкости применяются как дорожный материал, хорошо полируются и поэтому используются для облицовки и поделок. Примером применения диорита в качестве строительного и скульптурного материала служит здание музея и санатория в Алушке, на Южном берегу Крыма.

Андезиты (от названия гор Анд) представляют собой лавы распространенного типа, состоящие из тех же минералов, что и диориты. Структура их андезитовая, т. е. они состоят из тонких кристаллов, образующих систему, напоминающую войлок с заполнением ячеек стеклом. Тонкие зерна и вкрапленнику представлены плагноклазами, реже роговой обманкой, авгитом и биотитом. Основная масса породы плотная или пористая, мелкозернистая, с примесью стекла.

Окраска андезитов серая, буроватая. Образуют обширные лавовые потоки, покровы и купола. Дают неправильную отдельность — плитчатую или столбчатую. Объемный вес $2700-3100 \text{ кг/м}^3$, предел прочности на сжатие $1400-2500 \text{ кг/см}^2$. При выветривании андезиты приобретают серовато-зеленую окраску и распадаются на неправильные угловатые обломки.

Андезиты встречаются на Кавказе, в Восточной Сибири, на Украине. Плотные андезиты применяются в качестве кислотоупорных плит и щебня для кислотоупорного бетона. Широко используется как стенной, дорожный и поделочный камень. Пористые разновидности андезитов отличаются легкостью и легко распиливаются.

Порфириды — общее название излившихся палеотипных пород с порфиоровыми выделениями плагноклаза, роговой обманки и авгита. По своему минералогическому составу они аналогичны диоритам. От андезитов отличаются значительной выветренностью, при этом часть первичных минералов (плагноклазы, авгит, роговая обманка) превратилась во вторичные — хлорит, серицит и др. Эти новообразования окрашивают породу в зеленоватые и сероватые цвета.

Структура порфиридов порфиоровая, среди вкрапленников в основном плагноклазы. Основные массы породы по сравнению с андезитом более плотные. Объемный вес $2500-3000 \text{ кг/м}^3$, предел прочности на сжатие $1600-2500 \text{ кг/см}^2$.

Форма залегания порфиридов — покровы и потоки мощностью до 470 м. Характерна плитчатая отдельность. Порфириды распространены на Урале, Алтае, в Средней Азии, на Дальнем Востоке и Кавказе.

Применение порфиридов такое же, как андезитов.

Щелочные магматические породы

К щелочным породам относятся сиениты и нефелиновые сиениты. Эффузивными аналогами служат трахиты, ортофиры и фонолиты.

Сиениты (от названия г. Сиена в Египте) — щелочные интрузивные породы, в составе которых основное место занимает ортоклаз, роговая обманка, реже авгит и биотит; второстепенные минералы составляют до 15%. Окраска сиенитов светлая: розовая, красная, светло-серая. Структура полнокристаллическая, равномерно зернистая, иногда порфиоровидная. Текстура массивная, однородная. Объемный вес $2600-2800 \text{ кг/м}^3$, предел прочности на сжатие $1200-1800 \text{ кг/см}^2$.

Сиениты залегают в краевых частях массивов гранитов или габбро, реже встречаются в виде самостоятельных тел (лакколиты, штоки, дайки). Отдельность обычно матрацевидная, пластовая.

В СССР сиениты встречаются значительно реже гранитов (Урал, Кавказ, Украина, Кольский п-ов). С интрузиями сиенитовой магмы связаны крупные месторождения магнетита, меди, марганца и др. Сиениты полируются и обрабатываются легче, чем граниты, вследствие отсутствия кварца. Применяются как строительный и дорожный камень, щебень для бетонов и материал для облицовки.

Нефелиновые сиениты представляют собой глубинные породы с повышенным содержанием щелочей. В их составе основное место занимают полевые шпаты (калиевые и натриевые) и нефелин; среди второстепенных минералов содержатся амфиболы, пироксены, реже биотит. По минералогическому составу нефелиновые сиениты

довольно целостными, различаются по темноокрашенным минералам.

Нефелиновые сиениты — средне- или крупнозернистые плотнокристаллические породы. Окраска светлая — белая, серая. Форма залегания — в виде массивов и лакколитов. Встречаются на Южном Урале, Кольском полуострове и в Минусинской котловине, на Украине и Кавказе.

Практическое значение очень велико, так как с ними связаны месторождения апатитов, циркона, ильменита и др. Применяются в качестве строительных материалов.

Трахиты (греч. «трахис» — шероховатый) — кайнотипные аналоги, имеющие тот же состав минералов, что и сиениты. Обладают порфировой структурой. Вкрапленники, как и основная тонкозернистая масса породы, представлены полевым шпатом. Кроме того, присутствуют роговая обманка, биотит и стекло.

Окраска трахитов белая, серая, желтоватая. Породы мелкопористая, шероховатая на ощупь. Объемный вес 2200—2600 кг/м³, предел прочности на сжатие довольно низкий, 600—700 кг/см². Легко выветриваются, распадаясь на угловатые обломки с последующим переходом в глину.

Наиболее распространенные формы залегания трахитов — потоки, покровы, иногда купола. Отдельность чаще всего плитчатая.

Трахиты встречаются на Кавказе, Украине, Урале, в Казахстане и Алтае. Практическое значение трахитов небольшое. Легко поддаются обработке, не полируются, быстро истираются. Применяются как кислотоупорный и строительный камень (дают хорошее сцепление с цементом), в качестве стеновых блоков, щебня для бетона, тесаных плит.

Бескварцевые порфиры — палеотипные аналоги сиенитов и по своему составу, структуре, распространению и применению аналогичны трахитам.

Фонолиты (греч. «фонэ» — звук, «литос» — камень) — эффузивные кайно- и палеотипные аналоги нефелиновых сиенитов. Отличаются светлой окраской, плотные, состоят из нефелина, полевого шпата (санидина) и цветных минералов. Залегают в виде потоков, покровов и т. д. Благодаря тонкоплитчатой отдельности находят применение в качестве кровельного материала.

Основные породы

Эти породы содержат 40—52% SiO₂. В их составе преобладают цветные минералы (до 50%). Полевые шпаты представлены плагноклазами (лабрадор, анортит), кварц отсутствует. Цвет пород темный. Среди магматических пород они составляют около 25%, из которых 20% приходится на базальты. Интрузивными представителями служат габбро, к эффузивным аналогам относятся базальты (кайнотипные) и диабазы (палеотипные).

Габбро (название местности в Италии) представляет собой полнокристаллическую породу от темно-серой до черной, часто зеленой окраски. В состав габбро входят в основном полевой шпат (чаще типа лабрадора) и авгит. Помимо этого, присутствуют роговая обманка, оливин и биотит, в числе второстепенных минералов — ортоклаз, корунд, магнетит и др.

Габбро, состоящее из одного плагноклаза — лабрадора, называется лабрадоритом. Структура габбро чаще всего мелко- и крупнозернистая. Текстура массивная, реже полосчатая. Объемный вес 2900—3100 кг/м³. Предел прочности на сжатие 2000—4000 кг/см². Габбро очень плотная порода, трудно поддающаяся разработке и обработке. Обладает значительной вязкостью. В воде со слабокислой реакцией и под повышенным давлением незначительно размягчается.

В природных условиях габбро залегают в виде лакколитов, залежей, штоков и даек, отличается разнотипной отдельностью (глыбовая, шаровая и др.).

Габбровые породы широко распространены на Урале, Украине, в Карелии и Средней Азии. В силу своей прочности и устойчивости габбро широко применяется в качестве бутового камня, щебня для бетона и как дорожно-строительный материал. Ценный строительный камень для различных гидротехнических сооружений (мостовые устой, набережные). Лабрадориты из-за красивой окраски и хорошо полирующихся поверхностей используются в качестве декоративного материала и для облицовки.

Базальты (лат. basaltēs — камень из Базана в Сирии) представляют собой плотные тяжелые породы. В тех случаях, когда заметно порфировое строение, вкрапленниками являются оливин, авгит, реже полевой шпат, при

этом основная масса полнокристаллическая (плагноклазы, авгит, оливин и др.) и частично стекловатая. Текстура плотная; в разновидностях, содержащих стекло, встречается также пористая и пузыристая.

Окраска базальтов темная, почти черная. Объемный вес 3000—3300 кг/м³. Эта порода самая прочная из всех пород, слагающих верхнюю часть земной коры. Предел прочности на сжатие 3000—3500 кг/см² и даже до 5000 кг/см². Базальты, особенно мелкозернистые, очень стойки к выветриванию. Это наиболее легкоплавкие магматические породы (температура плавления около 1150° С).

Для базальтов характерна форма залегания в виде покровов, потоков и жил. Их особенность — столбчатая отдельность в виде шестиугольных столбов. Реже встречается плитчатая, скорлуповатая и шаровая.

На территории СССР базальты распространены в Забайкалье, на Алтае, в Армении, на Украине и Дальнем Востоке. При большом распространении и высоком техническом качестве базальты широко используются как дорожный и строительный камень, электроизоляционный и кислотоупорный материал, а также в каменнолитейной промышленности. В результате термической обработки базальта (расплавления и раскристаллизации в формах) получают различные изделия: облицовочные плитки, лестничные марши, плиты, детали машин и т. д., не уступающие по прочности стали. Предел прочности на сжатие плавленного базальта достигает 10 000 кг/см². Эти изделия кислото- и щелочуупорны, не проводят электричества. В настоящее время трудами советских ученых получено каменное литье различных окрасок. Стало возможным получение изделий, армированных сталью.

Диабазы (греч. «диабас» — расщепляющийся) по составу минералов аналогичны габбро, но все минералы в той или иной степени изменены выветриванием, в силу чего большое место занимают вторичные образования (хлорит, серпентин и др.). Окраска от темно-зеленой до черной. Структура крупно-, средне- и мелкозернистая, реже плотная или порфировая. В последнем случае вкрапленники представлены плагноклазом или авгитом.

Диабазы образуют покровы и потоки. Отдельность столбчатая, плитчатая и шарообразная. Объемный вес 2700—2900 кг/м³.

На территории СССР диабазы широко распространены на Урале, в Карелии и на Кавказе. Свежие диабазы используют в качестве дорожного камня, щебня, для поделок и украшений, в каменнолитейной промышленности. Используется также их свойство давать хорошее сцепление с битумом и асфальтом.

Ультраосновные породы

Это темноокрашенные породы, не содержащие полевых шпатов и кварца. Количество SiO₂ < 40%. Наиболее распространены перидотиты и пироксениты, реже встречаются дуниты. Ультраосновные породы встречаются на Урале, Кольском полуострове, в Сибири и на Дальнем Востоке. Применение их в качестве естественного строительного камня вследствие малого распространения незначительно.

Пироксениты — темно-зеленые, почти черные породы, полнокристаллические, массивные. Сложены авгитом, иногда с примесью оливина. Форма залегания — жилы и резе штоки. Отдельность параллелепipedальная и шаровая. Объемный вес 3—3,4 т/м³. Порода вязкая, обрабатывается с трудом.

Перидотиты — темно-серые, почти черные породы, средне- или крупнозернистые, массивные. Сложены оливином и авгитом с небольшой примесью роговой обманки, магнетита и других минералов. Форма залегания — штоки и дайки. Отдельность параллелепipedальная, нередко шаровая. Объемный вес 3000—3400 кг/м³.

Дуниты — темно-зеленые или оливково-зеленые породы зернистой структуры. Массивные. Сложены в основном оливином с ничтожной примесью магнетита и хлорита. Форма залегания — небольшие жилы, дайки, глубокие части лакколитов. Отдельность неправильно глыбовая, параллелепipedальная, нередко шаровая.

Ультраосновные породы в неизменном виде встречаются на больших глубинах. В пределах поверхности они неустойчивы и легко изменяются. Оливин при выветривании переходит в серпентин, тальк и другие минералы.

Перидотит и пироксенит употребляются как поделочные и строительные камни, для внутренних украшений

зданий. Дуниты — высококачественное сырье для изготовления огнеупорных кирпичей.

С ультраосновными породами связаны месторождения таких ценных полезных ископаемых, как платина, хром, медь, титан, никель, кобальт, а также асбест, тальк и магнезит.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Общие представления

Осадочные породы характерны для поверхности Земли, где они распространены больше, чем магматические и метаморфические породы, и занимают до 75% ее площади. Мощность толщ осадочных пород колеблется в широких пределах: в одних местах она очень мала, в других достигает многих километров.

Осадочные породы формируются на поверхности земли и являются результатом: разрушения других, ранее образовавшихся пород; выпадения различных, главным образом химических образований из водной среды и накопления продуктов жизнедеятельности растительных и животных организмов на суше и в водных бассейнах.

Любая находящаяся на поверхности порода постоянно подвергается воздействию процесса выветривания (действие воды, ветра, колебания температур и т. д.). В результате даже самые массивные прочные магматические и метаморфические породы в конечном счете разрушаются, частично переходя в состав водных растворов и частично образуя обломки разных размеров. Этот материал остается на месте, но чаще переносится ветром и водой и после отложения образует рыхлые скопления, из которых с течением времени формируются разнообразные виды осадочных пород обломочного происхождения. В образовании этого типа пород можно выделить три главные стадии: привнос и накопление продуктов разрушения — образование рыхлого осадка; диагенез — процесс уплотнения и цементации осадка и формирование породы и эпигенез — процесс возможных изменений породы под действием различных природных факторов.

Таблица 9

Классификация осадочных пород

Осадки по условиям образования	Наименование пород								
	Обломки	Невязкие обломки		Связанные обломки					
		рыхлые	рыхлые	цементированные	рыхлые	цементированные			
Механические	грубые песчаные пылеватые глинистые	глыбы, щебень, дресва	пески	суглинки, лёсс и др.	глины	валуны, галечники, гравий	пески	конгломераты	песчанки
		песчанки алевриты	аргиллиты	брекчии	песчанки алевриты				
Химические	Пирокластические породы (вулканический туф, туффиты, туфогенные песчанки)								
Органогенные	галюнды и сульфаты — каменная соль, гипс, ангидрит								
	карбонаты — известняки, доломиты, мергель алиты — бокситы, латериты								
Органогенные	карбонаты — известняки								
	кремнистые — трепел, опока углеродистые — торф, каменный уголь								

В процессе разрушения горных пород многие вещества переходят в состав водных растворов и при известных условиях выпадают в осадок, создавая осадочные породы химического происхождения. В этом процессе последо-



Рис. 71. Слоистость осадочных пород (Кавказ, р. Малка)

вательно выпадают окислы, затем силикаты, карбонаты, сульфаты и галоидные соли.

Многие морские организмы при жизни извлекают из морской воды соли кальция для построения своих скелетов и раковин. После отмирания организмов эти части падают на дно и образуют скопления иногда большой мощности и на больших площадях. Со временем в процессе диagenеза из этих скоплений формируются осадоч-

ные породы органогенного происхождения. Аналогичная картина наблюдается и при отмирании растительных организмов (торф).

К осадочным породам условно относят также обломочные образования, возникающие в результате накопления твердых продуктов в процессе вулканических извержений. Эта группа называется пирокластической.

Приведенные выше данные показывают, что осадочные породы по своему происхождению подразделяются на три группы: обломочные, химические и органогенные. Развернутая классификация осадочных пород приведена в табл. 9. Деление осадочных пород на три группы не предусматривает резких границ. Между породами, слагающими эти три группы, существуют многочисленные переходы в виде пород — разновидностей смешанного состава.

Характерные черты осадочных пород: 1) слоистость, 2) пористость, 3) зависимость состава и свойств породы от климата и 4) содержание остатков растительных и животных организмов.

Слоистость осадочных пород выражается в своеобразной слоистой форме залегания (рис. 71). Она связана со специфическими условиями накопления толщи пород в воздушной и водной среде.

Пористость — характерный признак большинства осадочных пород, исключение составляют лишь химические осадки, которые нередко имеют довольно высокую плотность (например, плотный известняк химического происхождения, каменная соль).

Климатические условия накладывают определенный отпечаток на состав и свойства осадочных пород. Так, в пустынях отлагаются породы обломочного характера (пески, песчаники), в замкнутых бассейнах накапливаются залежи солей, в условиях теплого моря образуются известняки и т. д.

Окраска осадочных пород разнообразна и в известной мере также зависит от климата. Породы, образовавшиеся в условиях холодного сырого климата, окрашены в светло-серые тона, красноватые же цвета характерны для тропиков и субтропиков; черная, темно-серая окраска типична для болотных отложений и отложений озер.

Большинство осадочных, обломочных и химических пород содержит остатки растений и скелетных частей

Сравнительный средний химический состав магматических и осадочных пород (по Кларку)

Компоненты	Магматические породы	Осадочные породы	Компоненты	Магматические породы	Осадочные породы
SiO ₂	59,14	58,53	TiO ₂	1,05	0,57
Al ₂ O ₃	15,34	13,07	P ₂ O ₅	0,30	0,15
Fe ₂ O ₃	3,08	3,37	Cl	0,048	Следы
FeO	3,80	2,0	S	0,052	0,54
MgO	3,49	2,51	MnO	0,124	Следы
CaO	5,08	5,44	H ₂ O	1,15	4,28
Na ₂ O	3,84	1,10	CO ₂	0,10	4,94
K ₂ O	3,13	2,81	C	—	0,65

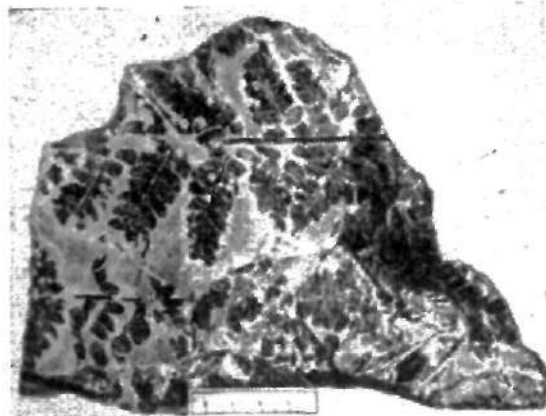


Рис. 72. Осадочная порода с отпечатками растений

животных организмов в виде окаменелостей или их отпечатков (рис. 72), характеризующих геологический возраст породы.

Химический и минералогический состав осадочных пород

Химический состав осадочных пород имеет характерные черты. Однако средневаловой химический состав всей осадочной толщи близок к составу магматических пород. Это связано с единством распределения химических элементов в земной коре. С другой стороны, в отличие от магматических пород наблюдается большее количество окисного железа по сравнению с закисным, преобладание калия над натрием и повышенное содержание воды, уголекислоты и углерода (табл. 10).

Минералогический состав осадочных пород достаточно разнообразен. Так, в состав осадочных пород входят следующие виды минерального материала: 1) обломки различных пород (осадочных, магматических или метаморфических); 2) первичные минералы, сохранившиеся после разрушения в процессе выветривания исходных пород (кварц, полевые шпаты и др.); 3) минералы вторичного происхождения, возникшие в результате разло-

жения первичных минералов (глинистые минералы типичны только для осадочных пород); 4) минералы, образовавшиеся при формировании осадочной породы, а также в процессе диагенеза и эпигенеза (гипс, кальцит, магнетит, галит, опал). Эти минералы нередко концентрируются и среди осадочных отложений могут давать значительные месторождения.

Минералы осадочных пород могут находиться в кристаллическом, аморфном и коллоидном состояниях. Последнее характерно для многих осадочных пород и особенно распространено среди продуктов выветривания.

Осадочные породы по количеству минералов, которые их слагают, делят на мономинеральные (состоящие из одного минерала) и полиминеральные (состоящие из нескольких видов минералов). Последние преобладают среди осадочных пород.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Перед тем как охарактеризовать отдельных представителей этой группы осадочных пород, следует отметить, что их классификация основана главным образом на размере частиц, а также на их форме и делении на рыхлые и сцементированные.

Сравнительно недавно предполагали, что основная масса глинистых пород, состоящих из тончайших частиц, имеет обломочное происхождение. В настоящее время

установлено, что значительная часть глины образуется в результате сложных химических процессов, при которых возникают глинистые минералы. Затем тонкие частицы их переносятся и перерабатываются. Учитывая их раздельнозернистое строение, для удобства изложения глины рассматривают вместе с обломочными породами.

Структурная классификация обломочных пород приведена в табл. 9, где они подразделены по величине обломков на ряд классов: грубообломочные, песчаные, пылеватые и глинистые. Помимо этого, все обломочные породы подразделены на рыхлые и сцементированные.

В самостоятельную группу выделены обломочные сцементированные породы вулканического происхождения (вулканические пеплы, туфы и т. д.). Они рассматриваются в конце настоящего раздела.

1. Рыхлые обломочные породы

Главная особенность рыхлых обломочных пород — их раздельнозернистость. Они состоят из зерен минералов и обломков пород различных размеров, либо совсем не связанных между собой (рис. 73), либо связанных слабо (глины).



Рис. 73. Глыба кварца и щебень в осыпи

Наименование этой группы пород определяется крупностью и формой составляющих их зерен. По величине обломки и зерна можно разделить на виды, указанные в табл. 11.

Таблица 11

Деление обломков и зерен по крупности

Наименование структуры	Размеры зерен, мм	Наименование окатанных форм	Наименование неокатанных форм
Грубообломочные (пес-фиты)	$\left\{ \begin{array}{l} >100 \\ 100-40 \\ 40-2 \end{array} \right.$	Валуны Галька Гравий	Глыбы Щебень Дресва
Псаммиты	2—0,05	Песчаные частицы	
Алевриты	0,05—0,002	Пылеватые частицы	
Пелиты	<0,002	Глинистые частицы	

Данное деление обломков и зерен по размеру несколько отличается от принятого в петрографии, но имеет широкое распространение в инженерной практике.

В природе редко встречаются обломочные породы, состоящие из зерен одного какого-либо размера. Поэтому при оценке этой группы пород определяют гранулометрический (зерновой) состав этого типа пород. Для получения представления о содержании в породе различных по крупности зерен делают гранулометрический анализ. В настоящее время разработано много методов гранулометрического анализа. Наиболее широко применяются следующие:

1. Для разделения частиц крупнее 0,25 мм используют ситовой метод. Образец подвергают рассеву на ситах, имеющих соответствующие размеры отверстий (2; 0,5; 0,25; 0,1 мм). Частицы, оставшиеся на ситах, взвешивают и определяют их весовое содержание, выраженное в процентах.

2. Частицы мельче 0,25 мм в практике строительных лабораторий разделяются в водной среде. При этом для выделения частиц размером 0,1—0,05 и 0,05—0,002 мм применяют метод отмучивания, разработанный А. Н. Сабаниным. В основу метода положен принцип различия в скоростях падений в воде твердых частиц. В зависимости от их размеров Сабанин на основе экспе-

Гранулометрическая классификация обломочных рыхлых пород для инженерных целей (упрощенная)

Наименование породы	Соержание частиц, %		Глинистые фракции. Размер частиц 0,002 мм
	Песчаные фракции. Размер частиц 3—0,05 мм	Пилеватые фракции. Размер частиц 0,05—0,002 мм	
Песок	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	< 3%
Супесь пылеватый	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	< 3%
Супесь легкая	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	3—6%
Супесь тяжелая	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	6—10%
Супесь легкая пылеватая	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	3—6%
Супесь тяжелая пылеватая	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	6—10%
Суглинок легкий	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	10—15%
Суглинок средний	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	15—20%
Суглинок тяжелый	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	20—30%
Суглинок легкий пылеватый	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	10—15%
Суглинок средний пылеватый	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	15—20%
Суглинок тяжелый пылеватый	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	20—30%
Глина	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	> 30%
Глина пылеватая	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	> 30%

римента разработал шкалу скоростей падения частиц. Таким образом, суспензию можно делить на части, каждая из которых содержит частицы определенных размеров. Сливая при помощи сифона определенные порции суспензии, последние делят на соответствующие части, из которых выпаривают воду, и после этого устанавливают весовое содержание зерен определенных размеров.

3. Для разделения частиц более тонкодисперсных (размером 0,002 мм) применяют пипеточный метод, основанный на том же принципе использования скоростей падения частиц разных размеров. Вычисляют скорости по закону Стокса. Содержание частиц определяют не разделением суспензий, а путем отбора пипеткой средних проб.

Полученные данные гранулометрического анализа позволяют установить в породе содержание частиц различных размеров или, как говорят, фракций. Под фракциями понимают совокупность частиц, близких по свойствам и размерам. Размеры фракций стандартны; например, 2—1, 1—0,5, 0,5—0,25 мм.

Для наименований обломочных пород по этим данным применяют гранулометрические классификации. В инженерно-строительной практике наиболее распространена трехчленная классификация (табл. 12), в основу которой положены исследования В. В. Охотина. Наименование породы определяют по взаимоотношению трех типов частиц: песчаных, пылеватых и глинистых. Песчаные частицы образуют пески, пылеватые частицы — основная часть суглинков, а глинистые частицы слагают глины. Супесь — переходная разность между песками и суглинками. Пески, супеси, суглинки и глины в свою очередь подразделяются на разновидности в зависимости от содержания в них примесей различных частиц, например, суглинок легкий, суглинок средний и т. д.

Обломочные рыхлые породы отличаются также по форме обломков. Грубо их можно делить на две группы: окатанные и неокатанные.

Грубообломочные породы

Валунные, галечниковые и гравийные породы состоят из грубых обломков окатанной формы (рис. 74).



Рис. 74. Валуны и галечники в долине реки Хойто-Дот-хос

Степень окатанности и сортированности обломков может быть различной и зависит от характера транспортирующей среды (горные потоки, реки, морской прибой и береговые течения).

Петрографический состав грубообломочных пород соответствует составу обломков, которые их образуют. Они могут включать обломки магматических, метаморфических и осадочных пород. Сложение рыхлое. Форма залегания галечника и гравия слоистая (линзы, в виде косях слоев и т. д.).

Происхождение этой группы пород различно. Наибольшее количество галечникового и гравийного материала накапливается у подножий гор. Здесь мощность этих отложений может достигать сотен метров. Большие количества валунных, галечниковых и гравийных пород встречаются в средней и северной полосе европейской части СССР, накопившихся в связи с деятельностью больших ледников, покрывавших в недалеком геологическом прошлом указанную территорию и осуществлявших перенос обломочного материала.

Грубообломочные породы используют в строительстве при изготовлении бетона, в дорожном деле, при устройстве фильтров и т. д. Иногда состав галечников позволяет использовать их как сырье для производства извести и

цемента. Например, в качестве сырья на Ашхабадском цементном заводе используются галечниковые породы, состоящие из обломков известняка.

✓ Песчаные породы

Пески — рыхлые породы, состоящие из зерен размером от 2 до 0,05 мм. По размеру частиц пески могут быть равномерно- и разнозернистыми. Кроме того, их подразделяют на: 1) крупные пески (содержание частиц > 0,5 мм более 50%), 2) средние (частицы > 0,25 мм в количестве, превышающем 50%), 3) мелкие (частицы > 0,1 мм в количестве, превышающем 75%) и 4) пылеватые (содержание частиц > 0,1 мм меньше 75%).

По минералогическому составу пески могут быть моно- и полиминеральными. Наиболее распространенная мономинеральная порода — кварцевый песок. Из числа полиминеральных песков распространены аркозовые и граувакки. Первые состоят из зерен кислых полевых шпатов, кварца и слюд, имеют красную и розовую окраску. Вторые — разноокрашенные пески полевошпатового состава с примесью других минералов и обломков пород, кварц редок. Граувакки — разнородные по составу породы.

В песках чаще всего встречаются минералы, наиболее устойчивые при выветривании: кварц, полевые шпаты, слюда, магнетит. Окраска песков различна, наиболее характерна белая, серая, бурая. Форма зерен угловатая или окатанная (рис. 75 и 76). Удельный вес 2,64, объемный вес до 1800 кг/м³.

Пески образуются в результате переноса и отложения частиц разрушенных пород текущими водами и ветром. По происхождению различают пески речные, озерные, морские, ледниковые, золовые и др. Формы залегания разнообразны: слои, линзы, дюны. Важное свойство песка — постоянство объема при высыхании и увлажнении, что весьма ценно при использовании их в строительных целях.

Пески распространены повсеместно. Однако мономинеральные месторождения не так уже часты. Имеют большое практическое значение как строительный материал, являясь главным сырьем для производства сили-

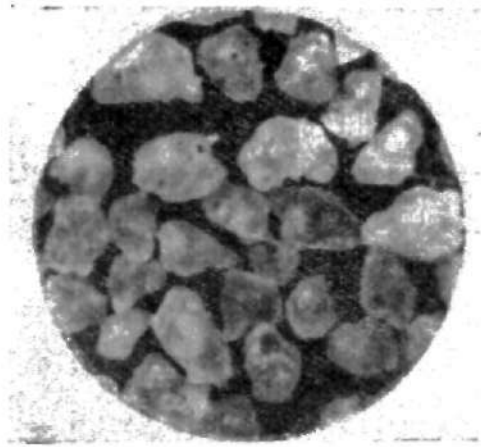


Рис. 75. Неокатанные зерна песка (верхний плиоцен, Восточный Донбасс) (24×)

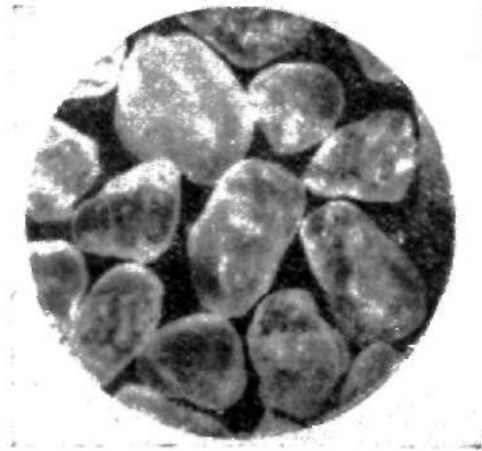


Рис. 76. Окатанные зерна песка (сармат, Восточный Донбасс) (24×)

катных изделий. Пески широко используются в стекольной, фарфоро-фаянсовой и металлургической промышленности, в дорожном деле и ряде других производств.

Следует заметить, что качество песков, применяемых в той или иной отрасли народного хозяйства, помимо состава и формы основных минералов, зависит от содержания примесей — таких, как глинистые частицы, гипс, окислы железа. Например, песок для бетона должен быть разнозернистым с преобладанием грубых неокатанных крупных частиц без примеси глины, окислов железа и слюд.

Пылеватые породы

К ним относятся рыхлые породы с преобладающим размером частиц от 0,05 до 0,002 мм. Эти породы называются суглинками и по своим свойствам занимают промежуточное положение между песками и глинистыми образованиями.

Примером пылеватых образований типа суглинка служат лессовые породы. Это отложения, в состав которых входит более 50% фракций размером от 0,05—0,002 мм, обладающие высокой пористостью (до 55%) и макропористостью (крупные поры, различаемые глазом). По внешнему виду они представляют собой однородную палевою, серовато-желтую или светло-желтую породу. При естественной влажности легко растираются пальцами в порошок. В природных условиях лёсс образует мощные покровные отложения (до нескольких десятков метров) с характерной для него способностью давать высокие, почти вертикальные обрывы (рис. 77).

Лёсс характеризуется большой полиминеральностью. Число минералов нередко превышает 50, но породообразующую роль играют только кварц, полевые шпаты, карбонаты и глинистые минералы. Среди карбонатов обычно преобладает кальцит в виде дисперсных, равномерно рассеянных в породе кристаллов и скоплений (корочки, желвачки и пр.). Последние приурочены к макропорам и трещинам пород.

Группа глинистых минералов (более 10—15 представителей) представлена каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдой и другими разновидностями.

Для лёссовых пород характерна агрегированность

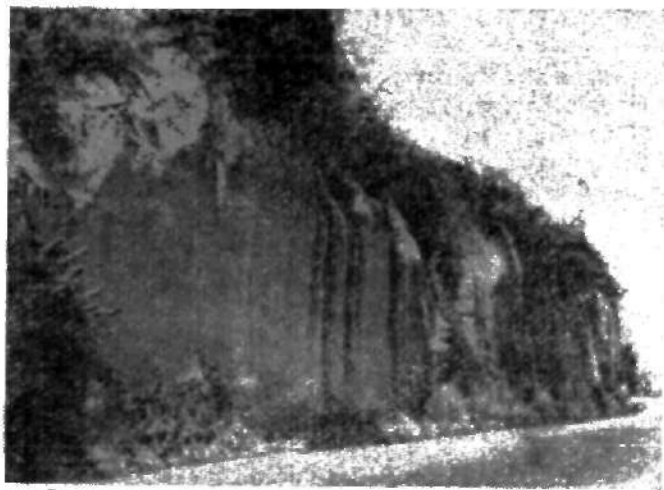


Рис. 77. Обнажение лёссовой породы (Грузия, Михета)

всей массы зерен. Часть агрегатов при действии воды распадается на монозерна, другие водостойки. Кроме этого, агрегаты различаются по плотности, характеру строения и размеру, что связано с составом и количеством глинистых минералов, карбонатностью и т. д.

Удельный вес лёсса 2,5—2,8, объемный вес 1200—1800 кг/м³. Вскипает от действия соляной кислоты. В воде легко размокает. Обладает просадочностью, что выражается в способности лёссовой толщи при увлажнении под собственным весом самоуплотняться за счет разрушения части агрегатов и уменьшения пористости, деформируя поверхность земли. При этом порода изменяет свою текстуру и структуру.

По происхождению лёссовые породы бывают эоловыми, пролювиальными, делювиальными и т. д.

В СССР лёссовые породы занимают до 17% территории и распространены на юге Украины и европейской части РСФСР, в Средней Азии и Южной Сибири. Мощность лёсса местами достигает десятков метров.

Лёсс широко используется для изготовления кирпича и черепицы, как материал для сельскохозяйственных построек, в качестве добавки в бетоны, а также как сырье для получения низкотемпературного цемента (Л-цемент).

Глинистые породы

Эти породы широко распространены на поверхности земли, являясь сложными полидисперсными и полиминеральными породами. Они сложены более чем на 30% из глинистых частиц (<0,002 мм). В их составе основное место занимают глинистые минералы. Другие минералы содержатся в небольшом количестве. Из глинистых минералов присутствуют минералы типа каолинита, гидрослюда, монтмориллонита. Большинство глин полиминеральные, однако встречаются и мономинеральные, например каолинитовые, монтмориллонитовые.

Среди второстепенных минералов встречаются полевые шпаты, слюды, хлорит, опал, а также окислы и гидрокислы железа, карбонаты и гипс. В глинах встречаются аморфные образования, органическое тонкодисперсное вещество (углистое, битуминозное, гуминовое) и остатки флоры и фауны.

По происхождению глины подразделяются на остаточные (или первичные), возникшие в результате процесса химического выветривания, и осадочные (или вторичные), которые образовались за счет переотложения первичных глин. Последние более распространены и отличаются лучшей сортированностью и преобладанием частиц размером менее 0,005 мм. Иногда такие глины называют жирными, а в случае, когда наблюдается значительная примесь песчаных обломочных минералов, их называют тощими.

Окраска глины разнообразна — бурая, белая, зеленая и зависит от состава минералов глинистой массы и красящих примесей (окислы железа, органическое вещество). Объемный вес глин — 1800—2000 кг/м³. В большинстве случаев глины гидрофильны. В сухом состоянии они твердые и плотные, в соединении с водой дают пластичную, жирную на ощупь массу и увеличиваются в объеме (набухают). Величина набухания глин зависит от степени их дисперсности, от состава глинистых минералов и поглощенных ими катионов. Наибольшее набухание дают монтмориллонитовые глины, содержащие катион натрия. При высыхании глина изменяет свой объем (усадка) и нередко разбивается системой трещин (рис. 78).

В природных условиях глины распространены чрезвычайно широко, залегая в виде мощных пластов, залежей и линз. Мономинеральные глины встречаются реже,



Рис. 78. Высохшая глина. Виды трещин усадки (5X)

образуя отдельные ценные месторождения на Украине, в Поволжье, Крыму, на Кавказе и других местах.

Применение глин широкое и разнообразное. Их используют как вяжущее вещество и сырье для кирпично-черепичных и гончарных изделий. Каолинитовые глины используют в фарфоро-фаянсовом производстве как сырье для огнеупорных материалов. Монтмориллонитовые глины — прекрасный адсорбент, широко применяемый в народном хозяйстве. Из глин получают различные краски — охру, умбру, сиену и др.

II. Цементированные породы

Рыхлые обломочные породы в природных условиях часто подвергаются цементации различными соединениями, выходящими из циркулирующих в порах пород естественных растворов.

По химико-минералогическому составу выделяют следующие главные виды цементирующих веществ:

- а) кремнеземистый цемент (кварцевый, опаловый, халцедоновый);
- б) известковый (кальцитовый, доломитовый);
- в) железистый (лимонитовый);
- г) битуминозный;
- д) глинистый (гидроглинистый, монтмориллонитовый и др.);
- е) фосфоритовый (реже).

Наиболее прочен кремнеземистый цемент, менее прочен карбонатный и железистый. Породы, сцементированные глинистым цементом, малопрочны.

Сочетание сцементированных зерен с цементом может быть различным. Выделяют следующие четыре главных типа цемента (текстуры) (рис. 79):

1. Цемент контактовый. Характеризуется цементацией только на участках соприкосновения зерен.

2. Цемент пленочный. При этом типе цементации каждая частица породы окружена пленкой цементирующего вещества. Цементация обеспечивается взаимодействием между пленками.

3. Цемент пор. Характеризуется заполнением пор цементирующим веществом.

4. Цемент базальный. Частицы породы «плавают» в цементе, не контактируя друг с другом.

Цементированные породы широко используются в строительной технике в качестве естественного материала.

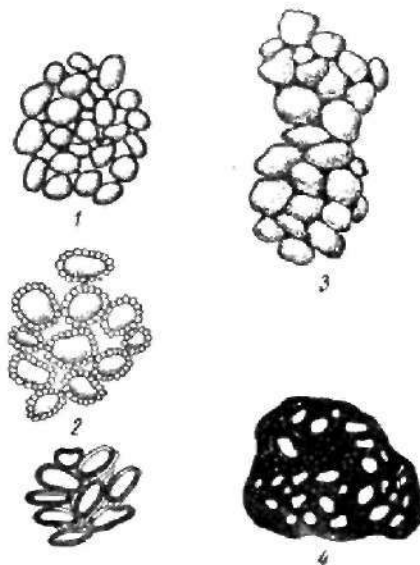


Рис. 79. Типы цементации по М. С. Швецову:

1 — цемент контактовый, 2 — цемент пленочный, 3 — цемент пор, 4 — цемент базальный

Ниже дается характеристика главных представителей цементированных пород.

Конгломерат и брекчия представляют собой цементированную гальку или щебень (рис. 80 и 81). Если обломки окатаны, то порода называется конгломератом, если не окатаны — брекчией. Объемный вес 1500—2900 кг/м³. Временное сопротивление сжатию колеблется в пределах

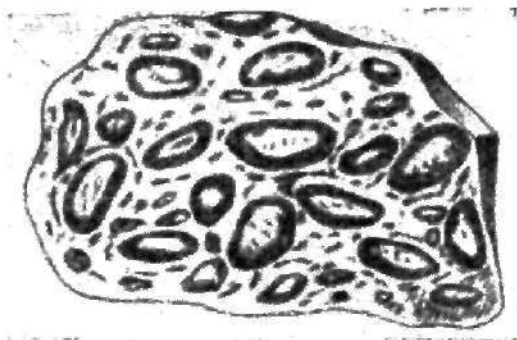


Рис. 80. Конгломерат

от 50 до 1600 кг/см². Значительные колебания в прочности зависят от состава обломков, их формы, размера и цементирующего вещества.

Разности с кремнеземистым и карбонатным цементом применяют как строительный материал. Плотносцементированные представители используют как красивый облицовочный материал. Особенно ценится конгломерат, находящийся в районе Орска.

Песчаники образуются в результате цементации песков, минералогический состав которых был рассмотрен раньше. Наиболее прочны и устойчивы к выветриванию песчаники с кремнеземистым цементом (в форме кварца, халцедона или опала), наименее прочны — с глинистым цементом.

Окраска песчаников зависит от цементирующего вещества и различных примесей и может быть серой, темно-серой, желтоватой, бурой, красноватой. Объемный вес 1900—2800 кг/м³. Временное сопротивление сжатию от 10 до 1400 кг/см².

В природных условиях песчаники встречаются в виде линз и пластов (рис. 82).

При оценке песчаников следует обращать внимание на присутствие пирита, бурого железняка, углистых и глинистых прослоек, ухудшающих их строительные качества.

Песчаники широко распространены в Карелии, на Украине, Урале, в Поволжье и других местах СССР. Они широко применяются как строительный (бут, плиты, щебень и т. д.) и декоративный материал. Богатые кремнеземом (не менее 97%) разновидности используются в качестве кислотоупорного материала и ценного сырья для производства огнеупоров, а также для изготовления точильных кругов, жерновов, брусков и многих других изделий. Фосфоритные песчаники идут на выработку из них сульфурфосфата.



Рис. 81. Брекчия

Алевролиты — отвердевшие пылеватые породы. В воде не размокают, при расколах дают остроугольные осколки и плитки. Представители этой группы цементированных пород — «каменные лёссы», полимиктовые (сильно смешанные) алевролиты Приуралья и т. д. «Каменные лёссы» отличаются от рыхлых лёссовых пород более высокой прочностью.

Алевролиты довольно широко распространены среди осадочных пород и по свойствам часто приближаются к песчаникам. Применение их в последнем случае такое же, как и песчаников.

Аргиллиты (греч. «аргиллес» — плотная глина) — темные, камнеподобные, совершенно не размокающие (за редким исключением) в воде глины. Затверждение их — результат уплотнения, дегидратации, цементации и пере-

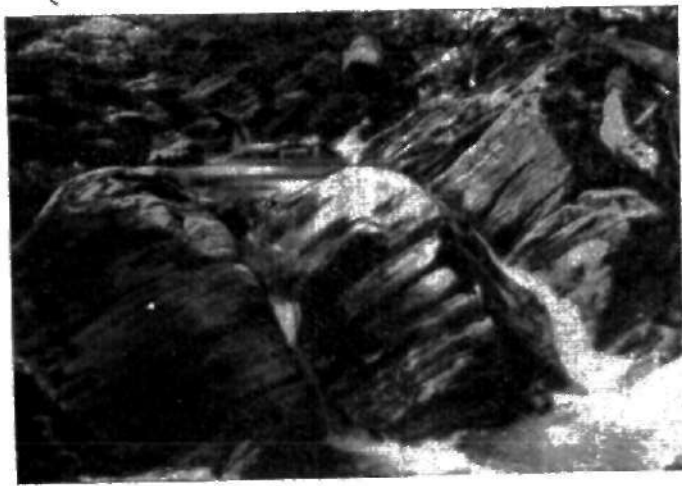


Рис. 82. Обнажение песчаника

кристаллизации глинистых частиц и действия других причин. Первоначальный глинистый материал частично видоизменен, и наряду с глинистыми имеются новые минералы — серицит, хлорит, мусковит и др. Среди аргиллитов различают массивные и плиточные разновидности. Аргиллиты могут быть слоистыми.

Применение аргиллитов в качестве строительного камня ограничено вследствие малой прочности большинства представителей этой группы пород.

III. Пирокластические породы

Пирокластические породы формируются из твердых вулканических продуктов (пепла, вулканического песка и т. д.). Этот вулканический материал, выброшенный при извержении в воздух, транспортируется водой и ветром, накапливаясь в районах, прилегающих к вулканам.

Эти породы имеют признаки как осадочного, так и магматического происхождения, поэтому их выделяют в особую группу.

Классификация пирокластических пород строится на ряде признаков, в том числе на количестве пирокластического материала в породе, размере частиц и их вещественном составе.

Пирокластические обломки, оседая на поверхности земли, дают накопления, часто смешанные с осадочными породами. При этом, если пирокластический материал содержится в количестве, превышающем 90%, то породу называют туфом, при содержании его от 30 до 90% — туффитом и от 10 до 30% — туфогенной породой.

По размеру пирокластические частицы разнообразны (песчаные, пылеватые). По своему составу они могут быть липаритовыми, трахитовыми, андезитовыми, базальтовыми и т. д.

Среди пирокластических пород выделяют вулканические пеплы (рыхлые или слабосцементированные), туфы и туффиты (сцементированные) и туфогенные породы.

Вулканические пеплы представляют собой скопления твердых вулканических продуктов извержения (пыли, песка и др.). В их составе преобладает вулканическое стекло, а также минералы и куски горных пород.

Вулканические туфы состоят из обломков излившихся (эффузивных пород) и магматических минералов, сцементированных пепловым, реже осадочным материалом. Размеры частиц различны: от пелитовых (<0,002 мм) до крупных (>2 мм), форма их угловатая. Окраска туфов белая, серая, розовая. Объемный вес 750—1400 кг/м³. Пористость достигает 70%. Предел прочности на сжатие от 80—100 до 700 кг/см². Туфы мало теплопроводны и морозостойки. По своему характеру цемент этих пород приближается к типам цементации выполнения пор и соприкосновения.

Состав цемента кремне-глинистый. Туфы часто характеризуются ясно выраженной слоистой текстурой. Плотная, твердая разновидность туфов называется трассом, рыхлая разновидность — пуццоланом. При накоплении в туфе значительного количества обломков застывшей лавы образуются туфо-брекчии.

Вулканические туфы занимают значительные площади, нередко толща туфов представлена переслаиванием песчано-пепловых масс.

Туффиты по составу пылеватые и песчано-обломочные. Порода более чем на 50% состоит из пирокластиче-

ского матернала. Остальное место занимают обломки филлитов, кварцево-полевошпатовых магматических пород, а также кварц, слюды и другие минералы. Цементирующая масса имеет базальный и поровый характер. По составу она глинисто-кремнистая или хлоритово-глинистая.

Туффиты обладают признаками осадочных пород — слоистостью, включением остатков фауны.

Туфогенные песчаники представляют собой обычные осадочные породы с примесью (до 30%) вулканического материала. Размер частиц в основном 0,1—1 мм. Базальный цемент представлен чешуйчатым, хлоритовым и слюдopodobным глинистым веществом.

Все пирокластические породы в силу высокой пористости, малой устойчивости вулканического стекла и его раздробленности довольно легко подвергаются выветриванию вплоть до превращения их в глинистые породы каолинитового или монтмориллонитового состава.

Пирокластические породы широко распространены на Кавказе, Урале, Камчатке и других местах. Целый ряд пирокластических пород, особенно туфы, вследствие легкости и крепости применяются как строительный материал, технические свойства которого довольно разнообразны. Из туфов изготовляют стеновые блоки, их применяют в качестве облицовочного камня, щебня, плит, абразивного материала и т. д. Трассы и пуццоланы в размолотом виде в смеси с гашеной известью дают вяжущее, способное затвердевать под водой. Вулканические леплы используются также для получения стеклянных изделий.

ХИМИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Галонды и сульфаты

Эти породы образуются главным образом как химические осадки (соли) в замкнутых бассейнах, мелководных морских заливах и соленых озерах. Они выпадают из раствора вследствие изменения условий среды, взаимодействия растворов различного состава и испарения.

Минеральные соединения выпадают из водных растворов в следующей последовательности: первыми

осаждаются сульфаты кальция (гипс, ангидрит), затем следует каменная соль, магниевые соли, калийные соли. Растворяются эти образования в обратном порядке, начиная с калийных солей.

Каменная соль образует зернистые, реже листоватые и волокнистые скопления. Окраска зависит от примесей и бывает белой, серой, желтоватой, синей, красноватой.

Каменная соль в основном состоит из галита. В виде примесей присутствуют сильвин, карналлит, глинистые минералы и некоторые другие.

Формы залегания каменной соли напоминают формы, присущие магматическим породам, — пластовые залежи, линзы, штоки, купола. Мощность пластов иногда весьма значительная, достигающая сотен метров. Нередко наблюдается чередование пластов каменной соли с гипсом, карналлитом и сильвинитом. Характерная особенность соли — легкая растворимость в воде.

Крупнейшие залежи каменной соли имеются на Украине и Урале (Соликамск), а также в северном Прикаспии и Крыму.

Применение весьма широкое: в химической промышленности, керамике, мыловарении, медицине, металлургии, для укрепления грунтов и т. д.

Гипс образует мощные пласты, залежи, штоки и линзы, сопровождающиеся слоями глины, каменной соли, мергеля и ангидрита. Внешне порода имеет белый или серый цвет, иногда окрашена окислами железа в различные оттенки. Основным минералом является гипс. В числе примесей присутствуют ангидрит, глинистые и другие минералы. Структура от мелко- до крупнозернистой. Различаются сахаровидный, мраморовидный, крупнозернистый и другие морфологические типы гипса.

Объемный вес около 2200 кг/м³, предел прочности на сжатие не менее 200 кг/см². Довольно легко растворяется в воде, что приводит к развитию в его толще пустот в виде огромных пещер и воронок.

Гипсовые породы встречаются в Архангельской и Вологодской областях, на Украине и в Сибири. Особенно значительные толщи они образуют в районах Приуралья.

Применение весьма разнообразное (см. стр. 102).

Ангидрит представляет собой плотную разнозернистую породу. Цвет белый, серый, голубоватый или красноватый. Он залегает пластами совместно с гипсом, часто

с каменной солью, чередуясь с глинами, песчаниками и известняками.

Ангидрит также растворяется в воде. Объемный вес 2800—2900 кг/м³. Предел прочности на сжатие 600—800 кг/см².

Ангидрит распространен на Урале, близ Кунгура, на Украине и в Поволжье. Применение его рассмотрено ранее (см. стр. 103).

Карбонатные породы

Карбонатные известково-магнезиальные породы — наиболее распространенные осадочные образования. Они представлены главным образом различными известняками, доломитами и породами промежуточного характера. В целях удобства изложения материала ниже совместно рассматриваются известняки химического и органогенного генезиса.

Известняки. В состав их входят минералы кальцит и доломит. В качестве примесей могут присутствовать магнетит, кварц, глинистые минералы, сидерит, пирит и многие другие. В зависимости от их содержания известняки подразделяются на доломитизированные, кремнистые, глинистые, железистые и т. д. Окраска известняков различна: серая, белая, желтоватая и связана с примесями. В табл. 13 дан химический состав некоторых известняков.

Таблица 13

Химический состав некоторых карбонатных пород

Породы	Содержание, %					
	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	поп
Известняк (Московская область)	55,44	0,02	0,10	0,07	0,07	44,11
Известковый туф (Ивановская обл.)	54,30	0,16	0,37	0,3	0,35	44,45
Мел (Курская обл.)	55,25	0,13	0,71	0,3	0,09	43,72
Доломит (Донбасс)	31,08	19,79	1,40	0,36	1,13	46,07
Мергель (Новоросийск)	50,44	0,26	21,32	1,52	0,44	39,45

По характеру сложения все известняки бывают землистыми, ракушечниками, плотными и мраморовидными. В зависимости от условий генезиса их разделяют на четыре типа: 1) органогенные, 2) химического происхождения, 3) обломочные и 4) смешанного происхождения.

Органогенные известняки образуются за счет скопления известковых остатков организмов. По внешнему виду органогенное происхождение в одних случаях устанавливается легко по слагающим известняк остаткам крупных раковин (размером более 1—2 см). Такие известняки называют ракушечником. Они отличаются значительной пористостью. В других случаях органические остатки обнаруживаются с трудом в виду малой их величины или в силу происшедшей перекристаллизации материала. К этому типу относятся плотные и мелодобные разновидности этих пород. Часто наименование известняков определяется по слагающим их остаткам организмов — коралловые, пуммулитовые, фузулиновые и т. д. (рис. 83).

Органогенные известняки (рис. 84) залегают в виде пластов мощностью в несколько десятков метров. Вследствие значительной пористости в них обычно наблюдается циркуляция подземных вод, вызывающих растворение карбонатов и развитие пустот (каверн, ноздреватостей и более крупных образований — пещер). Различная плотность их вызывает значительные колебания величины объемного веса (от 1200 до 3100 кг/м³).

Известняки органогенного происхождения широко распространены на побережьях Черного, Азовского и Каспийского морей, а также в Крыму, на Урале и других местах СССР.

Одной из разновидностей органогенных известняков является мел. Его образование связано с осаждением на дне моря тонкого (0,001—0,005 мм) карбонатного материала, представлявшего собой преимущественно скелеты микроскопических водорослей и организмов.

Мел имеет землистое сложение. Окраска его белая и светло-серая. Мягок, пачкает руки. Залегает в виде мощных пластов. Объемный вес 1800—2600 кг/м³. Предел прочности на сжатие достигает 200—400 кг/см².

Эта порода распространена в Курск'й, Белгородской и Воронежской областях, на Украине и в Среднем Поволжье.

Органогенные известняки используются в качестве строительного камня и облицовочного материала, для получения извести, углекислоты и цемента. Известняки

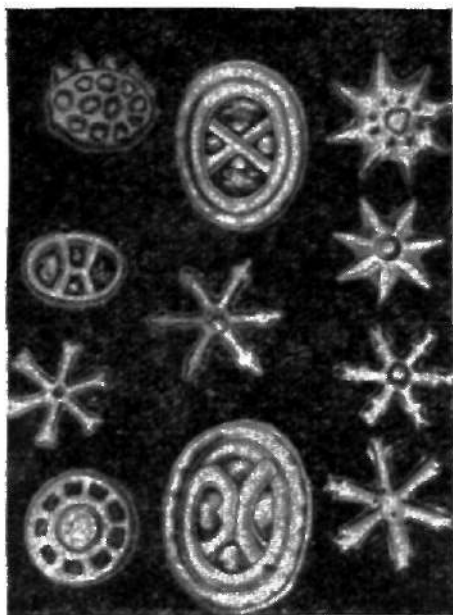


Рис. 83 Кокколиты, слагающие органо-генный известняк (палеоген) (3500X)

в металлургии применяют как флюс, идут на известкование кислых почв. Разности, содержащие битум, служат для получения асфальта.

Мел применяется для производства цемента, в стекольной промышленности, как краска. Используется также в резиновой и бумажной промышленности.

Известняки химического происхождения возникают путем осаждения карбонатов из водных растворов, иногда в этом процессе косвенное участие принимают бактерии. Типичные представители — известковые туфы и оолитовые известняки.

Известковый туф представляет собой пористую, взрываетую и неслоистую породу. Встречается преимущественно по склонам речных долин в местах выхода подземных вод. После высыхания туфы становятся твердыми. Их предел прочности на сжатие достигает 800 кг/см^2 . Распространены в Крыму, на Кавказе, в

Одесской области. Применяются в качестве строительного и декоративного камня, а также как сырье для цементного и известкового производства.



Рис. 84 Обнажение органогенных известняков в карьере

Одесской области. Применяются в качестве строительного и декоративного камня, а также как сырье для цементного и известкового производства.

Оолитовые известняки состоят из концентрически скорлуповатых стяжений кальцита (диаметром до $0,5 \text{ мм}$), сцементированных естественным кальцитовым цементом. Эти известняки образуются на прибрежных участках теплых морей и залегают в виде пластов.

Строительные качества оолитовых известняков невысокие. Они маломорозостойки. Предел прочности на сжатие низкий ($160\text{—}200 \text{ кг/см}^2$). Встречаются на Урале, в Тамани и некоторых других местах.

Обломочные известняки сложены из обломков известкового материала различной величины. Обломки представлены известняком химического или органо-генного происхождения и сцементированы зернистым кальцитом. Таким образом, это вторичные переотложенные породы.

Известняки смешанного происхождения в своем составе содержат материал органогенного, химического и обломочного происхождения. Характерные представители этого типа известковых пород — мергели и доломиты.

Мергели — тонкозернистые, разной степени твердости породы. Окраска их светлая, желтоватая, зеленоватая и сероватая, реже они имеют темно-серые, бурые и красные тона. Мергели образуют мощные толщи, где переслаиваются с известняками, доломитами или песчано-глинистыми породами. Состоят они из кальцита и глинистых минералов, иногда содержат примесь доломита (доломитовый мергель) и кремнеземистого материала (кремнеземистый мергель). Реже в виде примесей присутствуют также опал, глауконит, гидроокислы железа и другие минералы.

Мергели образуются в морских бассейнах, лагунах и пресноводных озерах. Одновременно осаждение карбонатного и глинистого материала приводит к образованию группы пород с различным содержанием кальцита (табл. 14).

Таблица 14

Классификация известково-глинистых пород

Название пород	CaCO ₃ , %
Карбонатная глина	5—25
Мергель	25—50
Глинистый известняк	50—75
Известняк	75—100

Мергели способны быстро разрушаться при выветривании. Встречаются особенно быстро разрушающиеся разновидности, под действием воздуха, влаги и солнечного света превращающиеся из монолитного материала в скопления тонких листочков и частиц (например, мергели-трескуны из района Новороссийска). Свойства мергеля тесно зависят от содержания глинистой примеси. Объемный вес 1900—2500 кг/м³. Предел прочности на сжатие в плотных разновидностях до 600 кг/см². Вскипает от действия соляной кислоты.

Мергели широко распространены на Северном Кавказе, в пределах русской равнины, на Украине и других местах. Мергели-«натуралы» — важнейшее сырье для портландцемента и романцемента. Используются также как строительный камень.

Доломиты отличаются от известняков повышенным содержанием минерала доломита. В чистом виде они имеют следующий состав: CaCO₃—54%, MgCO₃—46%. Помимо основного минерала доломита, в качестве примеси содержится кальцит, окислы железа, гипс, ангидрит, реже кварц и халцедон, глинистые минералы и остатки организмов.

По внешнему виду доломиты от известняков трудно отличимы. Главное практическое отличие доломита — его способность вскипать только с подогретой соляной кислотой. Окраска доломитов серая, белая или красноватая. Структура тонкозернистая, плотная. Форма залегания пластообразная.

Доломиты несколько тверже известняков и лучше сопротивляются выветриванию вследствие меньшей растворимости в воде. Они отличаются значительной пористостью и трещиноватостью. Их объемный вес 2700—2900 кг/м³. Предел прочности на сжатие 1000—1400 кг/см². В кремнистых разновидностях доломитов прочность более высока, в глинистых — понижена.

Доломиты довольно широко распространены, встречаясь на Урале, Кавказе, в Московской области, Поволжье, Крыму. Доломиты применяют в качестве строительного камня, для получения огнеупоров и основного водного карбоната магния. Они также используются в резиновой и фармацевтической промышленности, в металлургии и т. д.

Аллитовые породы

Аллитовые породы — образования, возникшие в процессе выветривания и состоящие преимущественно из гидратов глинозема. К ним относятся бокситы. Помимо гидроокиси алюминия (минералы группы диаспора и гидраргиллита), в состав бокситов входят гематит, глинистые минералы, опал и др. Чистые бокситы содержат Al₂O₃ до 64—74%, H₂O—26—36%. Цвет бокситов белый,

серый, охристо-желтый, буровато-красный. Форма залегающая пластовая. Порода довольно твердая, пористая.

В СССР крупные месторождения бокситов известны на Среднем и Северном Урале и в Ленинградской области.

Бокситы используют для получения алюминия, глиноземистого цемента, электрокорунда, основных огнеупоров, адсорбентов.

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы

В группу кремнистых пород входят диатомиты, трепелы, опоки и кремнистые туфы. Эти породы образуются органогенным путем, иногда химическим путем.

Диатомит — слабо сцементированная порода белого, светло-серого и желтовато-серого цвета, состоящая из микроскопически малых скелетов диатомовых водорослей, радиолярий и губок. Он всегда содержит примесь тонкого глинистого материала, глауконита и кварца. При содержании скелетов радиолярий более 50% породу называют радиоляритом.

Другой разновидностью кремнистых пород, сходной с диатомитом, является трепел — легкая, землистого облика порода, состоящая из зернышек опала (размером менее 0,005 мм) или халцедона. В качестве примесей присутствуют скелетные остатки диатомей и радиолярий, глинистый материал и окислы железа и марганца.

Окраска трепела чаще всего белая, светло-серая, желтоватая, реже бурая, красная, черная.

Диатомиты и трепелы залегают слоями и имеют сходные физико-химические свойства. Они отличаются большой огнеупорностью и кислотостойкостью. Вследствие значительной пористости плохо проводят звук и тепло. Обладают значительной водопоглощательной способностью, увеличивающейся с возрастанием объемного веса, который в сухом состоянии колеблется от 250 до 1000 кг/м³, редко выше.

Наиболее крупные месторождения диатомита — в Поволжье, Грузии, Калужской области, а трепела — на

Украине, в Курской и Смоленской областях. Месторождения диатомитов и трепелов представляют собой биохимические осадки морских и пресноводных бассейнов.

Породы находят широкое применение. Они используются как адсорбенты, полирующие средства, служат сырьем для изготовления лучших сортов цемента. Употребляются как теплоизоляционный материал и легкий наполнитель при производстве кирпича. В химической промышленности диатомит и трепел употребляются для изготовления жидкого стекла, ультрамарина и т. д.

Опоки — породы органогенного происхождения. Чаще всего они образуются путем цементации кремнистым веществом трепелов. Наблюдаются постепенные переходы от опок к глинам. Содержание органических остатков небольшое.

Опока — порода легкая, твердая, пористая. Имеет светло-серый, зеленовато-черный или светло-желтый цвет. Внешне она похожа на мергель, но легко отличается тем, что не реагирует с соляной кислотой. Залегает в виде пластов. В чистом виде обладает хорошими адсорбционными свойствами.

На территории СССР опоки встречаются на юге европейской части, в Поволжье и на Урале.

Углеродистые породы (каустобиолиты)

В эту группу входят своеобразные по составу и практическому применению осадочные породы в твердом (торф, ископаемые угли), жидком (нефть) и газообразном (естественные газы) состоянии.

Общая характерная черта этих пород — их горючесть, обусловленная большим содержанием свободного углерода или смесей углеводородов. Все каустобиолиты возникли в результате жизнедеятельности организмов (растительных и животных). Наибольшее применение в строительных целях имеют нефти, асфальты и озокерит.

Твердые каустобиолиты

Формирование твердых каустобиолитов прошло две стадии. Первая стадия — превращение расти-

тельного вещества в торф. Вторая стадия — превращение торфа после захоронения его под толщей осадков в бурый уголь, каменный уголь или антрацит. Первая стадия протекает тысячелетия, а вторая — миллионы и десятки миллионов лет.

Торф состоит из неполностью перегнивших и обуглившихся разнообразных растительных остатков (мхи, камыши, древесные стволы и т. д.). Залегают в виде слоев и линз. Мощность его может достигать 6—7 м и даже 15 м. Торф представляет собой волокнистую ткань, с увеличением глубины он становится более однородным и приобретает буро-черную или черную окраску.

В чистом, беззольном и сухом торфе количество углерода достигает 60%, водорода примерно 6%, а кислорода и азота 34%. Зольность торфа зависит от вида растительности и минеральных примесей и может достигать 3—22%, а в лучших сортах торфа не более 7%. Теплопроводная способность малозольного торфа 4180—6690 ккал, при большом содержании золы — 4080—2000 ккал. Объемный вес торфа 600—1100 кг/м³. Отличается большой пористостью и влагоемкостью, в силу чего является плохим основанием под сооружения.

Торф применяется в качестве сравнительно дешевого горючего, как изоляционный материал в строительстве, удобрение в сельском хозяйстве и т. д.

Ископаемые угли образовались из остатков растений прежних геологических эпох путем сложных изменений (обугливания), выразившихся в постепенном обогащении углеродом материнского вещества угля. В зависимости от степени обугливания среди ископаемых углей различают бурые угли, каменный уголь различных типов и антрацит.

Бурые угли — промежуточные образования между торфом и каменным углем. Они имеют буро-черную окраску и плотнее торфа. Их удельный вес в большой степени зависит от минеральных примесей и колеблется от 0,8 до 1,8.

Каменный уголь — следующая после бурого угля стадия изменения торфа. Он более плотен, имеет черную окраску, удельный вес 1,26—1,35 и почти всегда слоист. Многочисленные его разновидности по блеску разделяются на матовые и блестящие угли.

Антрацит — последняя стадия изменения ископае-

мого угля. Он характеризуется черным цветом, большой твердостью и полуметаллическим блеском.

Характеристики ископаемых углей даны в табл. 15.

Таблица 15

Характеристика ископаемых углей

Название угля	Химический состав, %				Q, тыс. ккал	d, кг/м ³
	C	H	O	N		
Бурый . . .	69	5,5	25	0,8	4—6,2	1200
Каменный . .	82	5,0	13	0,8	8—9,5	1300
Антрацит . .	95	2,5	2,5	Следы	9—9,2	1500

Ископаемые угли залегают в виде пластов и линз.

В СССР главнейшие угленосные районы — Донбасс, Кузбасс и др. Ископаемые угли применяются во всех отраслях народного хозяйства в качестве топлива и служат важнейшим сырьем для химической промышленности.

Жидкие каустобиолиты

В эту группу входят нефть и продукты ее изменения — асфальт и озокерит.

Нефть — жидкая горючая маслянистая флюоресцирующая порода с характерным запахом. Состоит из смеси углеводородов парафинового и нафтенового ряда, реже бензольного. Основные составные части — углерод и водород.

Окраска нефтей — от прозрачного светло-желтоватого до темно-коричневого или даже черного цвета, иногда красная и зеленовато-бурая. Удельный вес 0,6—0,9. В земной коре нефть дает скопления, заполняя поры и трещины в горных породах (пески, песчаники, известняки), где перемещается под давлением сопровождающих ее газов.

Вопрос происхождения нефти до сих пор окончательно не решен. Большинство исследователей считает, что нефть органического происхождения.

Практическое значение нефти очень велико. Она применяется во всех отраслях народного хозяйства. Из нее

получают самые разнообразные нефтепродукты (бензин, керосин, соляровое масло, парафин, мазут, битумы и т. д.).

В СССР крупнейшие месторождения нефти открыты на Волге и в Предуралье (Волжско-Уральский район), а также на Кавказе, Средней Азии, в Западном Казахстане, в Западной Сибири и т. д.

Асфальты (горная смола) — плотные буровато-черные битуминозные породы с сильным смоляным блеском и крупнораковистым изломом. Температура плавления до 50—60°С. Горят ярким коптящим пламенем, при горении расплавляясь. Удельный вес 1,05—1,10. Формы залегания — асфальтовые озера, натеки, покровы.

Крупные месторождения асфальта есть в Казахстане (Эмбенский нефтеносный район) и на Сахалине. Асфальт широко применяется в строительстве (гидроизоляция), в дорожном деле, электротехнике.

Озокерит (горный воск) представляет собой нефтяные воскообразные породы, в которых содержится до 50% и более твердых углеводородов. Окраска от черной до светло-желтой или зеленовато-белой. Температура плавления 50—100°С. Горит ярким коптящим пламенем. Удельный вес менее 1. В горных породах заполняет поры и трещины.

Месторождения озокерита известны в Фергане, в Карпатах, на Челекене. Применяется в качестве гидроизоляционного материала, как заменитель пчелиного воска и т. д.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Понятие о метаморфических процессах

Метаморфические горные породы образуются в результате изменения осадочных или магматических пород под действием высоких температур, давлений и физико-химических агентов. Метаморфический процесс протекает на некоторой глубине от поверхности земли, куда в результате горообразовательных процессов могут погружаться осадочные породы. В процессе метаморфизма глубоко изменяется структура пород, их минералогический состав и образуются совершенно новые породы — метаморфические.

Разнообразие метаморфических пород с одной стороны связано с составом исходного материала, а с другой — с действием различных факторов метаморфизма.

К числу основных факторов метаморфизма относятся высокое давление, высокая температура, газовые компоненты из состава магмы и действие водных растворов. Различают следующие типы метаморфизма.

Контактный метаморфизм. Этот процесс развивается на контакте между внедрившейся расплавленной магмой с вмещающими ее горными породами. Последние, подвергаясь воздействию высокой температуры (850°С и более), газообразных компонентов и горячих растворов, претерпевают ряд изменений. При контактном метаморфизме существенно изменяется химический и минералогический состав. Так, при контактном метаморфизме из известняков образуются новые породы — скарны, а из глины — роговики.

Если породы преобразуются исключительно под действием высокой температуры, что возможно в известной близости к магматическим очагам, процесс носит название **пирометаморфизма**.

В процессе контактового метаморфизма, особенно пирометаморфизма, могут возникать породы зернистого типа: мраморы и кварциты.

Динамометаморфизм. Это преобразование исходных пород происходит под действием высокого давления, которое возникает при процессах горообразования или же в силу давления толщ вышележащих горных пород. При этом типе метаморфизма новых минералов не образуется. Типичным примером продуктов этого процесса служат **гнейсы** и **гнейсы**, имеющие гранитный состав.

В процессе динамометаморфизма в основном образуются породы типа глинистых сланцев.

Наиболее распространен региональный метаморфизм, проявляющийся на больших площадях в толще земной коры. Этот тип метаморфизма горных пород приурочен к большим глубинам. Особенно интенсивно он протекает с глубины 6—8 км. Зону земной коры, где происходит метаморфический процесс, называют **поясом метаморфизации**.

В пределах этого пояса с глубиной возрастает давление, достигая на глубине 5 км — 1000 атм, 10 км —

2800 атм и 25 км — 5000 атм. Так же с глубиной повышается температура, достигая на глубине 35 км 1000° С.

В поясе метаморфизма в зависимости от действующих температур и давлений выделяют следующие зоны: 1) верхнюю (эпизону), 2) среднюю (мезозону) и 3) нижнюю (катазону).

Эпизоне соответствует начальная степень метаморфизма. Изменение исходных пород слабое, структура их может сохраниться. Для этой зоны характерны минералы типа хлорита, талька, кварца. Типичными породами являются филлит, хлоритовый и тальковый сланцы.

В мезозоне степень метаморфизма более интенсивна. Давление одностороннее, и породы имеют сланцевый облик. В этой зоне особенно устойчивы роговая обманка, кварц и слюды. Наиболее типичные породы — кристаллические сланцы.

Таблица 16

Примеры изменения пород с глубиной в процессе метаморфизма

Пояс осадочных пород	Зона выветривания	Песок	Глина	Известняки	Гранит
	Зона цементации	Песчаник	Глинистый сланец	Полукристаллический известняк	—
Пояс метаморфизма	Эпизона	Кварцит	Филлит	Мелкозернистый мрамор	—
	Мезозона	Сланцевый кварцит	Слюдистый сланец	Среднезернистый мрамор	—
	Катазона	Перекристаллизованный кварцит	Гнейс	Крупнозернистый мрамор	Гнейс

Катазона представляет собой зону наиболее интенсивных давлений и высоких температур. К числу характерных минералов относятся кварц, основные плагиоклазы, микроклин, пироксены и др. Типичной породой этой зоны является гнейс.

Примеры изменения некоторых осадочных пород, которые возникают по мере их перемещения от поверхности земли (пояс выветривания и цементации) в пояс метаморфизма, показаны в табл. 16.

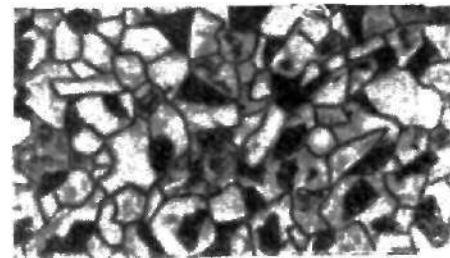


Рис. 85. Текстура мрамора

В дальнейшем уже метаморфизированные породы под действием горообразовательных движений могут быть подняты в верхние части земной коры и обнажены в процессе размыва поверхности текучими водами. При метаморфизме рыхлые породы переходят в прочные, так называемые

«скальные породы». В силу этого их строительные качества улучшаются. Они приобретают водоустойчивость, повышается их плотность и сопротивление сдвигу, уменьшается сжимаемость и т. д.

Магматические породы в процессе метаморфизма в целом несколько ухудшают строительные качества благодаря развитию сланцеватости.

Форма залегания метаморфических пород соответствует форме залегания горных пород, из которых они образовались. Если это были осадочные породы, то метаморфические породы образуют слои, а в случае существ-

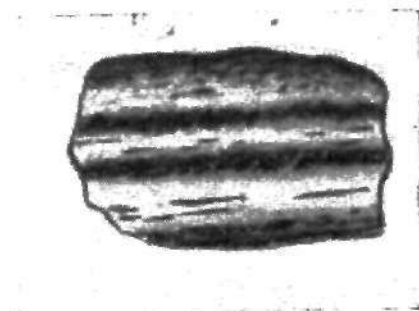


Рис. 86. Текстура гнейса

вованния магматических пород сохраняются их прежние формы залегания — жилы, лакколиты. Характерная черта сланцев — вторичная сланцеватость — кливаж.

Своеобразна форма залегания пород контактового метаморфизма. Обычно это зоны, окружающие магматические интрузивные тела.

Метаморфические породы в большинстве случаев имеют ясно выраженную кристаллическую структуру (например, *гранобластическая*). В зависимости от степени

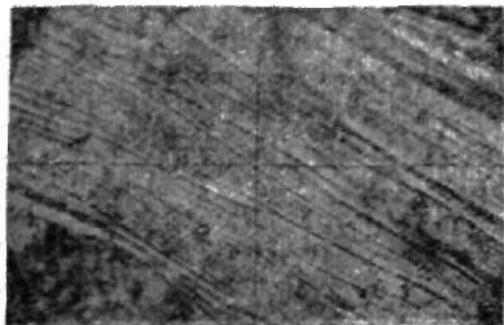


Рис. 87. Сланец под микроскопом (40×)

метаморфизма в породе в той или иной степени сохраняется структура исходной породы.

Текстура метаморфических пород разнообразна. Мрамор и кварциты имеют зернистую массивную текстуру (рис. 85), гнейс и различные сланцы — сланцеватую текстуру, что выразится в параллельном расположении чешуйчатых, волокнистых и пластинчатых минералов (рис. 86). Вследствие развития сланцевой текстуры породы получают способность раскалываться на отдельные плитки (рис. 87). В направлениях, параллельных сланцеватости, по сравнению с перпендикулярными направлениями прочность пород намного ниже. Строительные камни, получаемые из сланцеватых пород, обладают постелистостью (нижняя и верхняя плоскости параллельны).

Классификация метаморфических пород

В основе классификации метаморфических пород лежит ряд признаков, в том числе их химико-минералогический состав и структурно-текстурные признаки. В табл. 17 приведено подразделение метаморфических пород на сланцеватые и массивные (несланцеватые).

Таблица 17

Схема классификации метаморфических пород

Текстура	Название пород	Главные минералы	
Типы метаморфических пород	Сланцеватая	Гнейс	Полевые шпаты, кварц, слюда, роговая обманка
		Роговообманковый сланец	Роговая обманка
		Слюдяные сланцы	Слюда, кварц
		Филлит	Кварц, слюда и другие минералы
		Хлоритовый сланец	Хлорит
		Тальковый сланец	Тальк
		Кварцитовые сланцы	Кварц
		Амфиболит	Роговая обманка, полевые шпаты
	Массивная (зернистая)	Мрамор	Кальцит, реже доломит
		Кварцит	Кварц

I. Массивные (зернистые) метаморфические породы

Мраморы. Известняк, а иногда и доломит, во всех зонах метаморфизма претерпевает перекристаллизацию и превращается в мрамор.

Окраска мрамора разнообразна: белая, розовая, серая, голубая и зависит от примесей. Характерна неоднородность.

родная мраморовидная окраска поверхности этих пород. Главные породообразующие минералы — кальцит, магнетит и доломит. Возможны примеси в виде кварца, полевых шпатов, оливина и других минералов. К числу вредных примесей относятся кварц и особенно пирит. Структура мрамора зернистая. По размеру зерен эти породы подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые. Объемный вес близок к $2600\text{—}2800 \text{ кг/м}^3$. Предел прочности на сжатие достигает $1000\text{—}1200 \text{ кг/см}^2$.

Мраморы сравнительно легко выветриваются, особенно при воздействии на них воды и сернистых газов. Легко поддаются обработке и хорошо полируются.

Месторождения мрамора встречаются на Украине, Кавказе, в Карелии, Западной Сибири и других местах. Мрамор — ценный облицовочный строительный материал. Помимо этого, широко применяется для орнаментов, скульптурных изделий, в электротехнике. Используется иногда как щебень для цветных штукатурок, декоративного бетона.

Кварциты. Кварцевые песчаники в процессе динамометаморфизма переходят в кварциты. Окраска последних различна, чаще розовая, серая, желтоватая. Кварцит состоит из кварца с примесью слюды, хлорита и некоторых других минералов. Разновидность этих пород — железистые кварциты, представляющие собой тонкослойные породы, состоящие из магнетита, гематита и кварца.

Кварцит мелко- и среднезернист. Сланцеватые разновидности носят название кварцитовых сланцев. Объемный вес $2800\text{—}3000 \text{ кг/м}^3$. Предел прочности на сжатие $1200\text{—}2500 \text{ кг/см}^2$. Порода обладает высокой твердостью, плотная, кислото- и щелочестойкая. Обрабатывается с трудом. Хрупка. Отличается пониженным сцеплением с вяжущими материалами. Дает красивую полированную поверхность.

В СССР особенно славятся месторождения кварцита в Карелии и на Алтае. Железистые кварциты широко распространены на Украине, в Курской и Белгородской областях. Кварцит — хороший строительный и облицовочный материал. Применяется в качестве абразивов, кислотоупорного и штучного камня, в производстве огнеупора, как щебень. Железистые кварциты являются железной рудой.

II. Сланцеватые породы

Гнейс. Эта порода — конечный продукт метаморфизма многих осадочных и кислых магматических пород. Окраска обычно светлая — серая, зеленоватая. По составу минералов сходен с породами гранитового типа, т. е. содержит кварц, полевые шпаты, слюды, роговую обманку, иногда авгит.

Структура сланцевато-кристаллическая. Текстура полосчатая, что обусловлено линейным расположением чешуек слюды и роговой обманки. Более широкие и светлые полосы сложены кварцем и полевыми шпатами.

Объемный вес $2400\text{—}2800 \text{ кг/м}^3$. Предел прочности на сжатие $800\text{—}1800 \text{ кг/см}^2$. Наибольшая прочность гнейса на сжатие — в перпендикулярном к полосчатости направлении. При ударах раскалывается по полосчатости. Порода маломорозостойкая. Обладает малым сопротивлением выветриванию, особенно если в состав входит пирит.

Гнейс — наиболее распространенная метаморфическая порода, занимающая большие площади на Украине, Урале, Кавказе, Средней Азии и других местах. Применяется как строительный камень и щебень. Из него получают постелистые камни. Гнейсы с ленточной текстурой дают красивые поверхности при полировке и используются как облицовочный материал.

Филлит (кровельный сланец) — типичная сланцевая порода. В своем составе содержит тонкозернистый кварц и слюды. В качестве примесей могут быть хлорит, тальк и глинистые минералы. Обладает тонкосланцеватой текстурой. Цвет черный или темно-серый. Прочность низкая. Из филлита легко выкалываются тонкие плитки, поэтому его используют в качестве кровельного материала.

Слюдяные сланцы. Сланцеватые породы, состоящие из кварца, чешуек слюды и хлорита. В отличие от филлита зерна этих минералов более крупные и видны невооруженным глазом. Названия слюдяных сланцев дают по типу слюд или по вторичным составным минералам (биотитовые, мусковитовые, гранатовые, полевошпатовые и т. д.). Со слюдяными сланцами сходны сланцевые породы: тальковые, хлоритовые, амфиболовые, песчано-углистые и др. (рис. 88).



Рис. 88. Песчано-углистые сланцы (левобережье Иртыша)

В подавляющем большинстве случаев сланцы малопригодны для применения в строительстве. Наиболее часто используются амфиболиты, состоящие из кварца и роговой обманки. Их прочность достигает 1500 кг/см^2 . Они представляют собой прекрасный бутовый камень и щебень.

Тальковые сланцы находят применение в качестве сырья для производства огнеупоров, керамики, а также в бумажной, резиновой и парфюмерной промышленности. Слюдяные сланцы используются для получения тепло- и электроизоляционных плит.

На территории СССР сланцы встречаются во многих районах (Урал, Кавказ, Сибирь).

МЕТОДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Для изучения горных пород применяют как полевые, так и лабораторные методы. Большое значение имеют полевые наблюдения. В полевых условиях изучаются характер залегания и внешние признаки горных пород, которые можно наблюдать невооруженным глазом или с помощью лупы. При этом рассматриваются форма залегания, соотношение с другими породами, цвет и по возможности определяется минералогический состав породы. Изучаются особенности сложения, структура, трещиноватость и некоторые другие характеристики.

Форма залегания и взаимоотношение горных пород определяются путем изучения естественных выходов их

на поверхность земли и в искусственных горных выработках (шурфах, штольнях, шахтах). Наиболее подробные сведения о характере залегания пород можно получить при разведке и разработке месторождений полезных ископаемых.

Полевое изучение горных пород сопровождается документацией проведенных наблюдений в полевых журналах, составлением геологических разрезов, карт и обязательным отбором образцов для лабораторных исследований.

При описании внешних признаков пород желательно по возможности при помощи лупы установить относительное количество составляющих их минералов, а также форму и размеры отдельных зерен, особенности их сочетания, степень сохранности и цвет.

В породах осадочного происхождения, помимо вышесказанного, важно описать сложение породы, твердость, рыхлость, степень окатанности и размер составляющих частиц. Следует приблизительно оценить влажность породы, характер ее цементации, участие организмов и наличие различных включений.

Основное петрографическое изучение горных пород производится в лабораториях.

Для изучения минералогического состава горных пород применяют серию методов. При этом для большинства кристаллических пород решающая роль принадлежит исследованиям с помощью поляризационного микроскопа. Для определения элементов структуры с успехом применяют бинокулярную лупу. Для исследования глинистых образований и некоторых других типов пород применяют комплекс методов, куда входят термические методы, электронный микроскоп, рентген, электронограф и др.

Для определения структуры зернистых осадочных пород широко применяют гранулометрический анализ. При изучении отдельных фракций пород минералы предварительно разделяют по удельному весу, применяя различные тяжелые жидкости (бромформ — удельный вес 2,85—2,90, жидкость Туле — удельный вес 3,17 и многие другие). Зерна можно разделять также по магнитным и электромагнитным свойствам. Подобное разделение частиц упрощает и ускоряет изучение минералогического состава под микроскопом, дает возможность применить

микрхимический анализ, сущность которого заключается в получении характерных реакций между минералами и химическими реактивами.

Химический состав горных пород определяется методами обычного качественного и количественного анализа. Для определения содержания малых примесей веществ применяют спектральный анализ. Анализы проводят как для всей породы (валовой состав), так и для ее отдельных частей (минералов). Для ряда осадочных пород химический анализ делают для каждой фракции отдельно. Для выявления содержания воднорастворимых солей и их качественной характеристики анализируют водные вытяжки. Структуру и текстуру горных пород исследуют визуально и под микроскопом. Нередко для более четкого выявления структуры образцы скальных пород при шлифовываю и подвергают травлению химическими реактивами. Это позволяет выявить тип структуры и ее характерные особенности.

Физические и механические свойства имеют большое значение при решении вопроса о возможности использования горных пород в строительстве в качестве строительных материалов и в случаях, когда они служат основаниями сооружений.

К физическим и механическим характеристикам горных пород относятся: объемный вес, плотность, модуль упругости, сжимаемость, механическая прочность, твердость, морозостойкость, сопротивление сдвигу, огнеупорность и другие свойства. Для их определения применяют методы, разработанные в грунтоведении и технологии строительных материалов.

ТЕХНИЧЕСКАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

Понятие о технической петрографии

Техническая петрография — новая отрасль общей петрографии и представляет собой учение об искусственных технических каменных породах.

К техническим силикатным продуктам относятся керамические изделия, цементы, огнеупорные и абразивные материалы, стекла и различные шлаки. Эти продукты

занимают важное место в промышленности и строительстве. В силу этого большой практический и научный интерес представляет изучение состава и строения силикатных продуктов, в значительной степени предопределяющих их качество. Ведущее место в развитии технической петрографии занимают работы Д. С. Белянкина, Н. А. Торопова, В. В. Лапина, В. В. Иванова и многих других исследователей.

Технические каменные породы во многом аналогичны природным горным породам, прежде всего ввиду сходства процессов их образования. Шамот, фарфор, дианас и цементный клинкер образуются примерно в таких же условиях, как и метаморфические породы; доменные шлаки — как излившиеся магматические породы; бетон по способу образования приближается к цементированным природным конгломератам и т. д.

По химическому составу технические продукты являются в большинстве случаев силикатными, что еще более сближает их с горными породами. Их химический состав характеризуется следующими окислами: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Отличительные черты технических каменных пород — почти постоянное отсутствие в их составе воды и необычное для природных тел сочетание химических элементов. Так, например, шамот состоит из SiO_2 и Al_2O_3 , а содержание других окислов сведено почти к минимуму; доменные шлаки представляют собой сложный продукт, состоящий из CaO , Al_2O_3 и SiO_2 , — такое соотношение редко наблюдается в естественных горных породах. Все особенности химического состава находят свое отражение в их минералогии. С одной стороны, в состав технических продуктов входят минералы, свойственные природным образованиям (кварц, диопсид, шпинель, оливин и др.), с другой стороны, они содержат серию искусственных минералов, которые не встречаются в естественных горных породах (алит, белит, муллит и др.).

Известное своеобразие минералогического состава искусственных материалов часто связано с тем, что их минералы образуются при температурах более высоких, чем температура формирования многих естественных горных пород.

Особая область силикатной технологии — петрургия — переплавление с теми или иными добавками ба-

зальтов и других горных пород. В результате его получают каменнолитейные изделия нужной формы, обладающие улучшенными механическими и термическими свойствами. Трубы из каменного литья примерно в десять раз долговечнее стальных.

Работы советских ученых в последние годы позволили перейти к получению каменнолитейных изделий любого цвета.

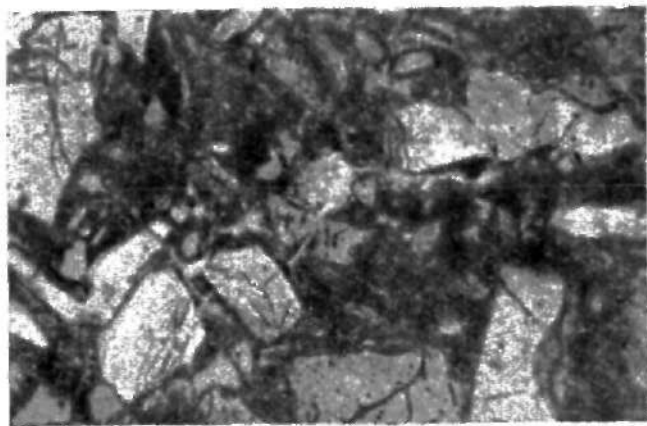


Рис. 89. Микроструктура динаса (80×)

При производстве и эксплуатации различных технических силикатных продуктов важное значение имеет метод петрографического контроля за их составом, структурой и свойствами. Он осуществляется главным образом с помощью поляризационного и в ряде случаев электронного микроскопа. Правильно поставленный петрографический анализ в современных условиях — оперативный метод управления технологическим процессом.

Огнеупорные материалы

Огнеупоры по химико-минералогическому составу делятся на кремнеземистые (динас), алюмосиликатные (шамот), магнезиальные (магнезитовые, доломитовые) и т. д. По степени огнеупорности их делят на огнеупорные (1580—1770°С), высокотемпературные (1770—2000°С) и высшей огнеупорности (выше 2000°С).

Динас. Изделия из динаса получают посредством обжига при высоких температурах сырца, сформированного из тонкоизмельченных кварцевых пород (кварца, кварцита, кварцевого песка и пр.) с добавками материалов, богатых окислами железа, или небольших количеств гидрата окиси кальция.

Сырье для изготовления динаса не должно содержать вредные для него примеси. Ограничивается содержание Al_2O_3 (не более 1,5%), щелочей (должно быть менее 0,5%), а также количество полевых шпатов и слюд.

В процессе изготовления и эксплуатации динаса его основной минерал — кварц перерождается в тридимит и кристобалит, которые являются устойчивыми формами SiO_2 при высоких температурах. Наиболее доброкачественные динасовые огнеупоры состоят в основном из тридимита. Последний наиболее устойчив при резких изменениях температур. В динасовую шихту вводят различные добавки, которые при обжиге кирпича реагируют с кварцевой мелочью и образуют цемент, связывающий кварцевые обломки. По характеру добавок различают динас на известковой связке, глинистой связке, черный динас и динас с комплексными добавками.

Динас на известковой связке обжигается при 1420—1520°С. При этом известь, реагируя с кварцем и другими примесями, образует цемент в виде псевдололастонита, моноклинных пироксенов и силикатного стекла. Последнее имеет светло-бурую окраску, что указывает на примесь окислов железа, которые иногда выделяются самостоятельно в виде гематита и магнетита. За счет кварцевой мелочи возникает много тридимита.

Структура динаса (рис. 89) представляет собой небольшое число угловатых обломков, содержащих тридимит, псевдололастонит, кварц, погруженных в богатую тридимитом цементирующую массу. Такой динас содержит тридимита до 40—75%, кристобалита — 15—30%, кварца — 1—30%, стекла и псевдололастонита — 8—15%. Удельный вес его 2,38. Пористость 20—25%.

Динасовый огнеупор широко применяется для кладки сводов мартеновских, стеклоплавильных, коксовых и других печей. В процессе его службы в печах динас претер-

певают существенные изменения и получает своеобразное зональное строение, в котором последовательно располагаются перерожденный диас, переходная, тридимитовая и кристобалитовая зоны.

К кремнеземистым огнеупорам относится кварцевое стекло, которое получается путем плавления кварца. Такое кварцевое стекло кислото- и термостойко.

Шамот. Шамотные изделия изготавливаются обжигом огнеупорных каолиновых глин. Последние перед обжигом *отощаются* путем добавления шамота или непластичной глинистой породы. Полученный продукт должен содержать Al_2O_3 в количестве 30—45%.

Шамот из каолинита образуется следующим путем. При нагревании до 500—550° С происходит разложение каолинита, улетучивается вода и выделяются тонкодисперсные окислы SiO_2 и Al_2O_3 . При дальнейшем нагревании до 960° С глинистое вещество претерпевает новые превращения. При этом образуется скритокристаллический минерал муллит ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$), а остальная масса представляет собой аморфное стекло, состоящее в основном из кремнезема. При нагревании до 1200° из аморфной массы кристаллизуется кристобалит. При еще более высоких температурах в спекшемся глинистом веществе образуется тугоплавкая аморфная масса (более 50%), в которой отдельно или в виде агрегатов содержатся игольчатые кристаллы муллита, достигающие длины 2—5 мк.

Шамотные изделия обладают пористой структурой. Под микроскопом видны оплавленные обломки шамота, введенного в глину для отошения. Окраска обломков желтая, бурая до темно-бурой. В большинстве случаев они изотропны. Связующая масса шамота представлена вышеописанным аморфным тугоплавким стеклом, кристаллами муллита, иногда наблюдаются зерна кварца и другие примеси, входящие в исходные материалы. Ввиду большой тонкозернистости шамотных материалов их лучше изучать в отраженном свете.

Шамот — распространенный огнеупор, широко применяющийся в различных отраслях промышленности. В процессе службы в высокотемпературных печах шамот претерпевает ряд изменений. Возникает зональность, продолжается рост кристаллов муллита, образуются новые минералы (шпинель, виллемит, корунд и др.).

Магнезиальный огнеупор получается обжигом минерала магнезита ($MgCO_3$), который при 1500—1600° С превращается в периклаз (MgO). Структура огнеупора представляет собой агрегаты кристаллов периклаза, сцементированные общей магнезиально-силикатной массой. Содержание периклаза достигает 80—85% и более, остальное место занято силикатной массой в виде монтчеллита. За счет примесей окислов железа в огнеупоре образуется магнезоферрит ($MgFe_2O_4$), а закись железа растворяется в периклазе. Пористость изделий достигает 15—25%.

Технологические свойства магнезиального кирпича зависят от строения зерен периклаза и от равномерного распределения между ними силикатной прослойки. Огнеупорность до 2400° С.

Магнезиальные огнеупоры нашли широкое применение в металлургической, цементной и химической промышленности. В процессе службы в печах огнеупор приобретает характерную зональную структуру и его минералогический состав существенно изменяется.

Хромомагнезитовые высокоогнеупорные материалы получают обжигом магнезита с добавкой хромитовой руды. Хромит благотворно влияет на повышение термической устойчивости магнезиальных изделий. При обжиге в хромите железо замещается магнием и образуется магнезиохромит, часть хромита сохраняется. Содержание MgO от 30 до 70%, Cr_2O_3 10—30%. Огнеупорность более 2400° С.

Основная масса огнеупора представлена белыми крупными зернами периклаза и связкой в виде узких темно-серых силикатов (форстерит и отчасти монтчеллит). Трещины и поры в огнеупоре составляют 8—9%.

Этот тип огнеупоров незаменим в сводах мартеновских, электросталеплавильных и других печей. В процессе эксплуатации в хромомагнезитовых огнеупорах возникают зональность и новообразование.

Доломитовые огнеупоры относятся к числу высокоогнеупорных и изготавливаются из обожженного до спекания доломита без добавок или с добавками магнезита, хромита и других веществ. В их составе содержится не менее 40% CaO и 35% MgO . Количество примесей других веществ 15—25%. Огнеупорность достигает 1800° С и выше, а пористость изделий 15—25%. Основная масса

огнеупора темно-серого цвета и состоит из округлых кристаллов периклаза и мелкозернистых агрегатов алита, бедита и браунмиллерита.

Доломитовые огнеупорные изделия применяются в виде набойки и кирпичей, в качестве футеровки подины основных мартеновских печей.

Корундовый огнеупор получают путем обжига при 1500°C . Электрокорунд связывается добавкой глины — до 15% при полусухом и до 30% при пластичном формовании. Содержание глинозема в них около 80—85% и SiO_2 12—17%. Минералогический состав огнеупора: корунд, муллит и стекло.

Абразивы

К естественным абразивам относятся алмаз, корунд, наждак, кварц, кремень, гранат; к искусственным — электрокорунд нормальный и белый, монокорунд, карбид кремния и карбид бора.

Свойства абразива определяются видом абразивного материала, зернистостью, видом связи зерен, твердостью и структурой. Под твердостью понимается сопротивление связи усилиям, стремящимся вырвать абразивное зерно из поверхности работающего абразива. Таким образом, твердость абразива зависит от прочности зерен и связки. Под структурой понимается строение черепка абразива, определяемое соотношением объемов и взаимным расположением в них зерен абразива, связок и пор. Структуры абразивного инструмента обозначаются номерами от 0 до 12, причем по мере возрастания номера структуры расстояние между зернами в черепке возрастает, или структура становится более открытой.

Минералогический анализ абразивов проводится иммерсионным методом после их дробления или в черепке, путем изготовления шлифов. Иммерсионный метод позволяет проследить минералообразование в керамической связке в различные периоды обжига и изучить ее структуру и минералогический состав. Шлифы перед анализом протравливают 10%-ной плавиковой кислотой в течение нескольких секунд. С помощью микроскопа можно установить причины брака абразивного инструмента, который возникает при недожоге или пережоге шлифовальных кругов. В первом случае связка состоит из стекла, в

котором иногда виден плагиоклаз, анатаз и оплавленные зерна кварца; во втором случае связка имеет кристаллическое строение и состоит в основном из плагиоклаза, анатаза и магнетита. Если черепок плотный — связка заполняет все пространство между зернами корунда.

Керамические материалы

Различают изделия тонкой и грубой керамики. Представителями тонкой керамики служат фарфор и корундовая керамика, к изделиям грубой керамики относятся кирпич, черепица и т. д.



Рис. 90. Микроструктура фарфора. Основная масса — муллит, видны оплавленные зерна (290 \times)

Фарфор получается обжигом смеси, состоящей из каолинита (50%), кварца (25%) и полевого шпата (25%).

Для получения разновидностей в смеси вводят различные добавки: тальк, глинозем, циркон и другие. Для художественного фарфора применяют различные минеральные красители.

Микроструктура фарфора (рис. 90) образуется в результате взаимодействия при обжиге составных частей смеси (шхты). Обжиг доводят до частичного оплавления материала. При этом после охлаждения в фарфоре

образуется аморфная стекловатая масса с зачаточной муллитизацией. Стекло занимает 40—60%, остальное пространство заполнено кристаллическими минералами силиката алюминия и муллита.

Под микроскопом можно видеть резко оконтуренные участки стекла, пронизанные иглами муллита, бывшие зерна полевых шпатов. Эти участки погружены в сплошную стекловатую массу, которая образовалась за счет перерождения каолиновых частей. В сплошной стекловатой массе наблюдаются точечные включения муллита и силиката алюминия.

Для структуры фарфора характерна закрытая пористость. Фарфоровые изделия имеют белый цвет, обладают способностью просвечиваться в плитках, твердостью, теплостойкостью и являются электронизоляторами. Эти свойства обуславливают широкое применение фарфора в различных отраслях народного хозяйства. В строительстве используют фарфоро-фаянсовые керамические плитки для внутренней облицовки стен.

Корундовая керамика. Этот вид керамики получается из «технического глинозема» (при обработке бокситов) и электроплавленного корунда (коракс, микрокоракс и т. д.).

Технический глинозем имеет довольно переменный состав и по данным комплексного анализа (микроскопии, рентгена, термографии) состоит из безводных или водных (минералы гидрагиллит, бёмит) форм глинозема.

Электроплавленный корунд по минералогическому составу представляет собой корунд, имеющий заметную примесь β -глинозема (в среднем до 15%). Корундовая керамика отличается большой механической и химической стойкостью, хорошими диэлектрическими качествами, устойчива к переменным температурам и т. д. Это позволяет использовать ее для режущих инструментов, лабораторных тиглей, в качестве изоляторов запальных свечей авиамоторов и т. д.

Шлаки

Среди большого разнообразия шлаков можно выделить две главные группы: 1) металлургические и 2) топливные. По химическому составу шлаки прибли-

жаются к магматическим породам. В их составе до 30 различных окислов и элементов, из которых главнейшими являются SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO и MgO . Однако между ними есть и существенные различия. Так, в шлаках содержание кремнезема SiO_2 не превышает 40%, сравнительно много CaO (от 23 до 55—60%) и незначительны количества K_2O и Na_2O . В минералогическом отношении они характеризуются большим разнообразием составляющих минералов (более 100), однако среди последних преобладают силикаты (рис. 91).

Металлургические шлаки. Образуются за счет плавления во время металлургического процесса различных нерудных минералов, которые содержатся в самих рудах, а также в различных добавках (флюсах). Среди металлургических шлаков наибольшее практическое применение получили доменные шлаки.

Доменные шлаки характеризуются высокой полиминеральностью. Так, в основных шлаках главные компоненты — минерал $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, его твердые растворы с Mn_2SiO_4 (тефронтом) и сульфиды (CaS , MnS и др.). Кислые шлаки содержат окерманит, геленит и их твердые растворы. В состав глиноземистых шлаков входят алюминаты кальция, а при большом содержании MgO еще и магнезиальная шпинель.

Гранулированные мелкозернистые определенной формы шлаки, получаемые быстрым охлаждением в особых установках, сложены из кристаллических минералов и промежуточного стекла. Структура несколько неоднородна; имеются мелкие включения округлых частиц CaS и MnS , газовые включения и стекло разного химического состава.

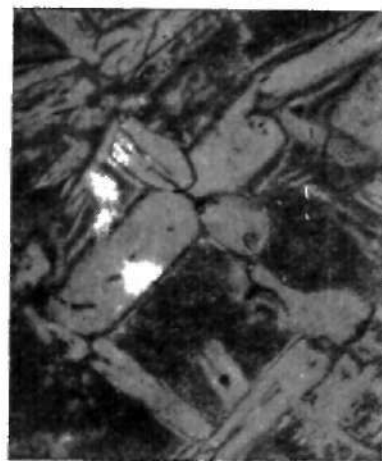


Рис. 91. Шлак с содержанием окерманита (45 \times)

Применение доменных шлаков зависит от их химико-минералогического состава. Так, шлаки с ортосиликатом кальция Ca_2SiO_4 широко используются для производства шлаковых цементов. Путем отливки из шлаков получают брусчатку, бордюрные камни, блоки, а также различные тепло-, электро- и звукоизоляционные материалы (шлаковые ваты, пензы и т. д.). Богатые окислами фосфора шлаки служат удобрениями.

Топливные шлаки образуются при сжигании различных горючих пород (сланцы, угли, торф и др.) и представляют собой плотную пористую или рыхлую массу, в которой наряду с минералами может содержаться то или иное количество частиц несгоревшего топлива.

Для топливных шлаков характерно повышенное по сравнению с металлургическими шлаками содержание Na_2O и особенно K_2O (до 3—4%). В состав этих шлаков входят аморфное стекло, а также плагиоклазы, меллит, ортосиликаты кальция и пироксены.

При сжигании горючих сланцев образуются основные шлаки. Они содержат крупные вкрапленники меллита и ортосиликата кальция. Основная масса представлена теми же минералами, но в виде тонкозернистой массы и с примесью стекла.

Зольные шлаки сложены из различных по размеру частиц, в состав которых входят частички несгоревшего угля, стекло с включениями кристаллов (магнетит, анортит и др.) и кусочки обожженной глинистой массы, содержащей муллит, магнетит и другие минералы.

Топливные шлаки широко применяются для производства шлако-зольных вяжущих веществ как сырья для каменного литья. Помимо этого, они используются в качестве заполнителя в бетонах, а также как гидравлическая добавка к портландцементу.

Вяжущие вещества

Вяжущими называют все вещества, которые в порошке, будучи смешаны с водой, дают пластичную массу, с течением времени затвердевающую в камневидное тело.

Различают гидравлические (портландцемент, глиноземистый цемент и др.) и воздушные (гипсовые) вяжу-

щие вещества, которые схватываются только на воздухе, в то время как первые могут твердеть и под водой.

Портландцемент получают путем обжига и помола шихты (смеси), составленной в известной пропорции из мергеля, известняка, глины, иногда доменных шлаков с различными добавками. Обжиг смеси заканчивается расплавлением до 30% массы и образованием клинкера (рис. 92).

Клинкер по своей структуре сходен со многими горными породами.

Минералогический состав его варьирует в зависимости от вида цемента. Основное место занимают кристаллические минералы: алит (40—65%) и белит (15—40%). В виде примеси присутствует периклаз MgO (не более 4,5%), свободная известь CaO (1—1,5%). Промежуточным веществом служит не успевшее закристаллизоваться клинкерное стекло, а также трехкальциевый алюминий (3—15%) и алюмоферриты (5—25%).

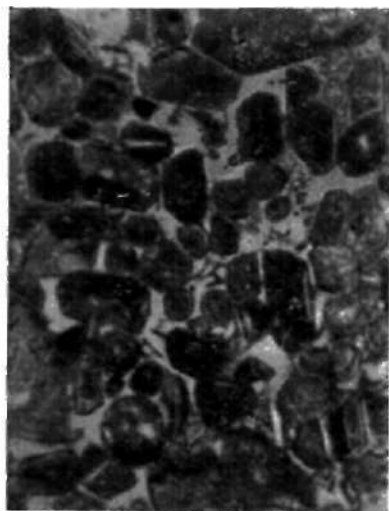


Рис. 92. Структура портландцементного клинкера

Алит по химическому составу считается трехкальциевым силикатом, а практически в заводских клинкерах он представляет собой твердый раствор с различными примесями и включениями других минералов, например белита. Примеси алита меняют его свойства: так, например, окись хрома окрашивает алит в ярко-зеленый цвет, окись марганца повышает показатели преломления, увеличивает зональное строение кристаллов и т. п. Алит может растворять в себе в небольших количествах окислы магния и алюминия.

Алит кристаллизуется в цементных клинкерах в зависимости от различных технологических факторов в шести

характерных формах. В клинкерах белит обычно имеет округлую форму величиной до 60 мк в диаметре. Белит в проходящем свете чаще всего имеет буроватую окраску, при скрещенных николях — темную. Для белита часто характерна сложная двойниковая структура.

Структура качественного клинкера характеризуется равномерностью распределения алита и белита. При отсутствии подобной структуры качество цемента снижается.

При микроскопических исследованиях для характеристики клинкера целесообразно выявлять содержание алита и белита, равномерность распределения минералов, содержание и размеры зерен минералов.

При смешении с водой цемента возникает его схватывание, сущность которого сводится к образованию различных водосодержащих соединений кальция (гидросиликаты, гидроалюминаты, гидроалюмоферриты, сульфалюминаты), а также кальцита и др. Основная масса этих минералов имеет весьма малые размеры, которые различимы в основном с помощью электронного микроскопа.

Портландцемент — главный вяжущий материал в строительной промышленности.

В качестве опытных образцов при температуре 2000—2200°С получены **плавленные цементы**. Их микроструктура имеет характерное строение кристаллов алита удлиненной и иглообразной формы. Белит наблюдается в виде кристаллов круглой формы, что характерно для клинкеров, полученных спеканием.

Для повышения гидравлическости цемента и его удешевления изготавливают пуццолановые и шлаковые портландцементы. В первом случае в портландцементный клинкер вносится 20% минеральной добавки. Ею может быть трепел, пемза или грасс. Таким образом, в состав вяжущего вещества, помимо минералов цемента, входят еще опал или вулканическое стекло.

Шлако-портландцемент получают путем добавления в цементный клинкер доменных гранулированных шлаков различного состава. Как правило, они содержат стекло и либо различные алюминаты кальция и магния, либо минералы мелилитовой группы, ортосиликаты кальция и другие соединения.

Глиноземистый цемент получают спеканием смеси боксита с известняком и последующим размолом полученного цементного камня в порошок. Этот цемент представляет собой быстро твердеющее гидравлическое вяжущее вещество. Основные носители гидравлических свойств — моноалюминат кальция и пятикальциевый трехалюминат (метастабильная ромбическая модификация). Моноалюминат кальция образует таблитчатые кристаллы, часто наблюдаются тройниковые псевдогексагональные срастания. Пятикальциевый трехалюминат



Рис. 93. Пятикальциевый трехалюминат в плавленом глиноземистом цементе среди кристаллов моноалюмината (90×)

чаще всего игольчатой формы, реже в виде табличек со слабо выраженным плеохроизмом от бледно-зеленых до светло-голубых тонов и прямым погасанием.

Кроме этих минералов, в цементе может содержаться двухкальциевый силикат, а в более глиноземистых — геленит, магнезиальная шпинель и однокальциевый двухалюминат. Последний замедляет твердение вяжущего вещества. Кроме этого, за счет двуокиси титана может образоваться минерал перовскит ($\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$). Наконец, иногда цемент содержит ольдгамит и магнетит.

Структура глиноземистого цемента своеобразна. Моноалюминат кальция образует сплошной кристаллический скелет, в промежутках которого располагается сплошная масса пятикальциевого трехалюмината (рис. 93). Между зёрнами последнего в виде тончайших врос-

тков вкраплен двухкальцевый силикат. Такое внутреннее строение цемента напоминает пегматитовую структуру. Иногда структура имеет порфирированный облик, в этом случае вкрапленники представлены моноалюминатом кальция.

В процессе твердения глиноземистого цемента возникает тонкозернистая структура и образуется семиводный двухкальцевый гидроалюминат ($2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), образующий прочные кристаллические сростки игольчатых и призматических кристаллов. Кроме того, возникает гель ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), заполняющий промежутки между кристаллами гидроалюмината. В некоторых случаях в небольших количествах образуются гидроалюминаты кальция.

При повышенных температурах возникают кубики алюмината ($3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). При его образовании резко снижается прочность цемента. При введении в состав цемента сульфата кальция алюминат не возникает.

Структуру цементного камня можно изучить в прозрачных шлифах, в отраженном свете и с помощью электронного микроскопа.

Глиноземистый цемент применяют в случаях, когда требуется быстрое нарастание механической прочности.

Гипсовые вяжущие вещества. Гипс, подвергнутый высокотемпературному обжигу или особой обработке, дает специальные и высокопрочные гипсовые вяжущие вещества.

При обжиге двуводного гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) в его составе образуются различные виды полуводного и безводного сульфата кальция (см. главу 16).

Для оценки свойств технических гипсовых вяжущих материалов необходимо знать количество присутствующих в них различных модификаций сульфата кальция. Для этой цели с успехом используется микроскоп.

В иммерсионных препаратах легко различаются по светопреломлению и форме зерен все модификации гипса (α и β -полугидраты, ангидрит и др.). Количество минералов-примесей устанавливается обычным подсчетом.

Гипсовые вяжущие вещества широко применяются в качестве строительного материала.

Продукты стекольного производства

Современное стекольное производство выпускает продукцию разнообразного химического состава и физических свойств. В составе стекол наибольшее значение имеет окисел SiO_2 , а также CaO , Na_2O , PbO , K_2O , BaO и некоторые другие, положительно влияющие на состав и свойства изделий. По своему внутреннему строению стекло представляет собой камневидную аморфную массу, которая подобна некоторым природным горным породам типа обсидиана.

В процессе изготовления технических стекол в их составе нередко появляются нежелательные кристаллические включения (кварца, кристобалита, тримита и других), которые приводят к снижению качества продукции и даже к полному браку. Эти побочные образования устраняют и изучают только с помощью поляризационного микроскопа. Минералогические исследования позволяют установить природу минералов, причину их образования и наметить пути для устранения этого вида брака.

Продукты стекольного производства — важнейшие строительные материалы, широко используемые также в различных отраслях промышленности.

Асбоцемент. Основные исходные материалы для производства асбоцементных масс — портландцемент, песок и асбест. Вторичные продукты, образующиеся в результате твердения асбоцементных масс, — гель, кристаллический $\text{Ca}(\text{OH})_2$, низкополяризующие и высокополяризующие гидросиликаты извести, гидроалюминаты. Преобладающим компонентом после запаривания служит низкополяризующий гидросиликат, представленный бесформенными чешуйками, реже иглами, удлиненными двусосными пластинками или призмами с четкими спайностями, прямым погасанием с положительным удлинением. Сингония ромбическая.

Высокополяризующий гидросиликат образуется при избытке извести в начале процесса. В большинстве случаев это укороченные призмы с прямым угасанием, четкими спайностями, положительным удлинением. Изредка форма бывает сферолитовой. Этот гидросиликат обычно одноосен, показатели преломления несколько непостоянны, чаще N_p , N_m и N_g менее 1,544.

Часть IV

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Понятие об орогенических и эпейрогенических движениях

Одним из главных процессов внутренней динамики Земли, или эндогенных процессов, является горообразование, возникающее в основном в наиболее подвижных геосинклинальных зонах земной коры.

Осадочные породы, накапливаясь в морях, озерах и на поверхности континентов, образуют более или менее горизонтальные слои, или пласты. В результате тектонических движений они изменяют свое начальное горизонтальное положение, приобретая новую, более сложную ориентировку в пространстве (рис. 94). При этом пласты могут изгибаться, образовывать различные складки или перемещаться с разрывами сплошности. Подобные измененные формы залегания пластов носят название *дислокаций* (франц. — перемещение).

Тектонические движения обычно делятся на орогенические и эпейрогенические. Орогенические движения проявляются в геосинклинальных зонах и их конечный результат сводится к образованию складчатых горных поясов Земли. Эпейрогенические движения, иначе называемые колебательными, распространены по всей

поверхности Земли как на платформах, так и в геосинклинальных зонах. Они имеют вертикальное направление и для каждой точки земной поверхности со временем меняют знак (т. е. опускания сменяются поднятиями и наоборот). Классический пример проявления подобных движений — колебания поверхности в районе храма Сераписа, расположенного на берегу Неаполитанского залива (рис. 95). Построенный на побережье 2000 лет тому назад, храм вследствие опусканий поверхности, продолжавшихся вплоть до XIII в., оказался погруженным в воду на глубину 5,7 м. Последующие поднятия привели к тому, что в XVII в. он оказался опять на суше. В XVIII в. новые опускания поверхности, продолжающиеся до настоящего времени, привели к новому этапу погружения развалин храма на глубину до 2,5 м. По данным Г. П. Горшкова, скорость погружения местности на участке храма достигала в последние годы двух сантиметров в год.

Можно привести много других примеров эпейрогенического движения земной поверхности. Так, установлено, что район Стокгольма за 50 лет поднялся на 19 см. Район Лёкё (Финляндия) за 34 года поднялся на 28 см. Голландские берега Северного моря за 100 лет опустились почти на 30 см. Интересные наблюдения были сделаны на о. Капри (Средиземное море). Здесь обнаружены быстрые поднятия поверхности, отличающиеся большой неравномерностью. В западной части острова поднятия старой береговой линии над современным уровнем моря составили 3,7 м, а в восточной — 7 м.

На различных участках территории СССР в одних случаях обнаруживаются опускания, в других — поднятия. По данным одного из авторов, в районах правобережья нижнего Дона наблюдаются поднятия, достигающие 8—9 мм в год. Район Ленинграда поднимается на 4—5 мм в год. Поднятия Кольского полуострова колеблются от 3 до 15 мм в год.

Современные движения земной поверхности изучаются неотектоникой (наукой о новейших движениях земной коры). Поднятия и опускания, несомненно, влияют на эксплуатацию сооружений, в особенности имеющих линейно-удлиненные формы (например, каналы). Возможно, что колебательные движения — одна из причин обмеления отдельных участков рек, перемещения мелких

озер в пустынных районах Сицилия и ряда других явлений.

При возведении сооружений типа синхрофазотронов даже самые незначительные колебательные движения поверхности должны обязательно учитываться строителями.

Важное значение при разработке каменных карьеров и оценке прочности оснований сооружений имеют так называемые тектонические трещины, возникающие в результате движений земной коры. Разбивая массивные породы на отдельные глыбы, в одних случаях они способствуют их разработке, а в других случаях значительно снижают их прочность.

Определение положения пласта в пространстве

В результате движений земной коры пласты осадочных пород приобретают различную ориентировку в пространстве. При проектировании карьера строительных материалов, изучении условий строительства и в других случаях важно установить и нанести на карту действительное положение слоев. Для этой цели устанавливаются элементы их залегания, полностью определяющие ориентировку пластов в пространстве. К ним относятся: линия простирания, образованная пе-

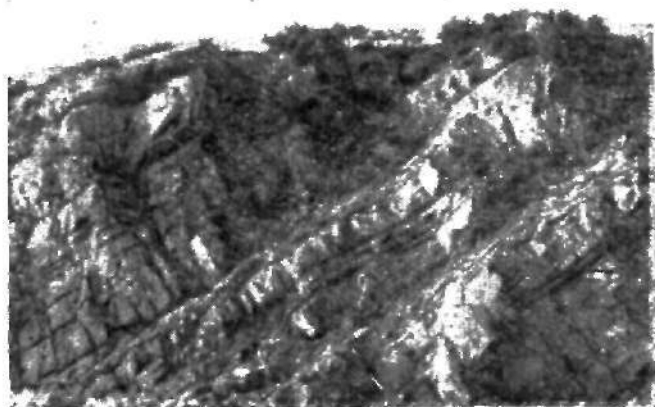


Рис. 94. Наклонное залегание пластов (моноклиальное)



Рис. 95. Остатки храма Сераписа в Поццуоли у Неаполя (по Ч. Либелю).

ресецием поверхности пласта с горизонтальной плоскостью; линия падения, проведенная на поверхности пласта в сторону его падения и перпендикулярная к линии простирания; угол падения, образованный между горизонтальной плоскостью и поверхностью пласта. Его величина колеблется от 0 до 90°.

Азимут падения представляет собой угол, образованный меридианом и линией падения. Иногда вместо

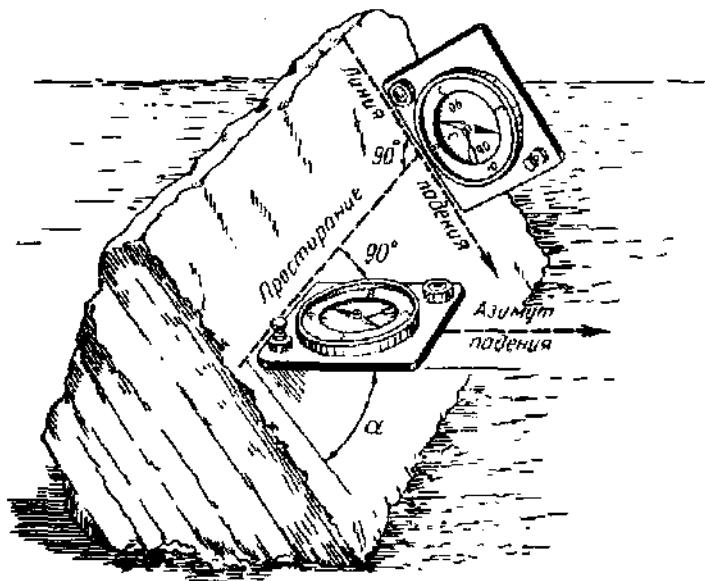


Рис. 96. Элементы залегания пластов и их определение горным компасом (α — угол падения пласта)

азимута падения определяется азимут линии простирания. Можно легко видеть, что они отличаются ровно на 90°. На рис. 96 показаны элементы залегания пласта.

Если известен угол падения, то легко определяется действительная мощность пласта, представляющая кратчайшее расстояние между верхней (кровлей) и нижней (постелью) поверхностями пласта.

При наклонном залегании пласта на поверхности непосредственно можно измерить только кажущуюся

мощность (m) пласта (рис. 97). Тогда действительная мощность M будет равна:

$$M = m \cdot \sin(\pm \alpha),$$

где α — угол падения. Если поверхность Земли на участке выхода пласта имеет наклон, то необходимо учитывать также уклон местности. Тогда

$$M = m \cdot \sin(\alpha_1 \pm \alpha),$$

Для определения элементов залегания пластов применяется горный компас (см. рис. 96), имеющий азимутальное кольцо, в котором счет градусов направлен против часовой стрелки, т. е. восток и запад обменены местами. Это сделано для удобства отсчетов азимутов падения и простирания. Помимо этого, горный компас снабжен отвесом (эклиметром) и прямоугольной пластинкой — основанием. Измерения элементов залегания проводят в следующем порядке. Компас ставят вертикально и при помощи эклиметра устанавливают направление линии падения и величину угла падения. Переводя затем прибор в горизонтальное положение, по магнитной стрелке определяют соответствующий азимут.

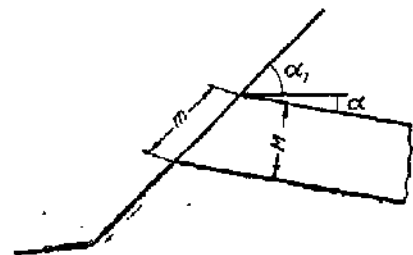


Рис. 97. Действительная (M) и кажущаяся (m) мощность пласта: α — угол падения пласта, α_1 — угол уклона местности

При оценке характера залегания группы пластов необходимо помнить, что может встретиться два вида их

При оценке характера залегания группы пластов необходимо помнить, что может встретиться два вида их



Рис. 98. Согласное (А) и несогласное (Б) залегание пластов

взаимоотношений: а) согласное залегание (все пласты лежат параллельно друг другу); б) несогласное залегание (рис. 98).

Складчатые дислокации

Складчатые дислокации отличаются значительным разнообразием форм, характерная черта которых — отсутствие разрывов сплошности пластов. Главная форма этих дислокаций — складка.

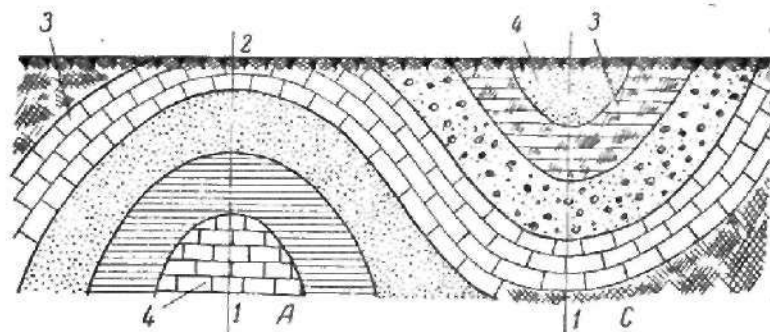


Рис. 99. Антиклиналь (А) и синклиналь (С):
1 — ось складки, 2 — вершина складки, 3 — крыло складки, 4 — впадина

Выделяют два главных типа складок: антиклиналь — повернутую выпуклостью вверх и синклиналь — обратную форму. На рис. 99 показаны элементы этих форм складок. В зависимости от положения осевой плоскости складки делятся на прямые, косые, лежащие и опрокинутые. По характеру очертания сводов и крыльев выделяют складки сундучные и веерообразные (рис. 100).

Простейшей тектонической структурой служит моноклинал, где пласты имеют общий наклон в ту или другую сторону. При определенных условиях возникает разновидность этого типа дислокаций — флексура — коленоподобная складка (рис. 100).

При выборе места для размещения карьеров необходимо всегда помнить, что породы, расположенные в шарнирах складок, обычно отличаются повышенной трещиноватостью, а иногда и раздробленностью.

Разрывные дислокации

Основные формы разрывных дислокаций — сброс и взброс. Эти формы характеризуются возникновением разрывов пластов и последующим относительным перемещением разорванных частей. Они возникают по месту разрыва перемещения пластов вверх (взброс) или вниз (сброс). На рис. 101 показана схема сброса и его морфологические элементы. Величина амплитуды перемещения крыльев может быть самой различной — от десятков сантиметров до километра и более. Ширина сбросовой трещины также имеет различное значение — от сантиметров до многих метров. Сами трещины, как правило, заполняются продуктами разрушения горных пород, но возможны случаи открытых трещин.

Иногда на одном участке возникает серия сбросов, следующих друг за другом. Такое сочетание носит название ступенчатых сбросов. Если между двумя крупными разрывами участок земной коры опустился, образуется грабен; если поднялся — горст (рис. 101).

К разрывным дислокациям относятся также надвиги и сдвиги. Первые представляют собой разрыв складок и смещение их по плоскости разрыва. При второй форме — сдвиге — возникает перемещение одной части массива относительно другой, при этом в отличие от надвига взаимное высотное положение пластов сохраняется более или менее постоянным (см. рис. 101).

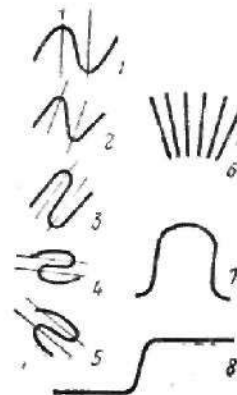


Рис. 100. Формы складок:
1 — прямая, 2 — косая, 3 — наклонная, 4 — лежащая, 5 — опрокинутая, 6 — веерообразная, 7 — сундучная, 8 — коленоподобная (флексура)

Обнаружение разрывных дислокаций — важная инженерная задача при проектировании карьеров, промышленных, гражданских и гидротехнических сооружений. Эта необходимость вытекает из того, что строение и состав пород с двух сторон сброса бывают резко различными.

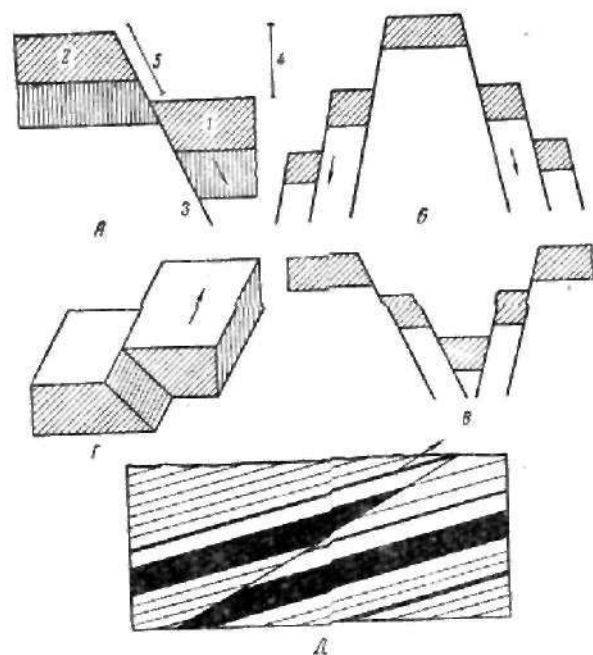


Рис. 101. Сброс — А; грабен — В; горст — В; сдвиг — Г; надвиг — Д:

1 — опущенное крыло, 2 — приподнятое крыло, 3 — сбросовая трещина, 4 — амплитуда сброса вертикальная и 5 — наклонная

Это обстоятельство может изменить условия разработки карьера и вызвать затруднения при проектировании оснований сооружений. Помимо этого, сбросовые трещины часто служат коллекторами подземной воды. Поэтому при рытье котлованов или карьеров в районах сбросовых трещин возможно неожиданное затопление их водой.

Признаки, позволяющие обнаружить сбросовые дислокации, следующие:

1. Появление в рельефе характерных уступов. При этом нужно помнить, что последние возникают также при действии других процессов, например, размыва.

2. Находки щебня, имеющего зеркала скольжения (сглаженные плоскости с царапинами).

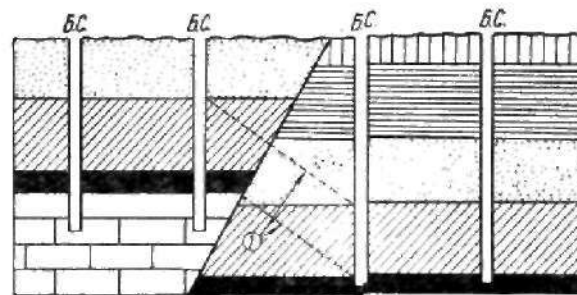


Рис. 102. Обнаружение сброса по давним бурениям: 1 — ошибочное соединение пластов

3. Своеобразное геологическое строение местности, вскрываемое разведочными выработками. Принцип использования этого признака показан на рис. 102.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Общие представления

В результате горообразовательных процессов, обвалов, ударов океанических волн о берег и ряда других причин в земной коре возникают упругие колебания, вызывающие разнообразные деформации поверхности, звуковые и прочие возмущения, в совокупности носящие названия сейсмических явлений. Наиболее значительные из них ощущаются человеком и называются землетрясениями. По данным сейсмологии — науки, изучающей сейсмические явления, в год возникает в среднем 80 000 сейсмических возмущений, или около 222 в сутки. Сравнительно небольшая часть их (около 9 000) воспринимается как землетрясения. Из них только 110 оказываются разрушительными.

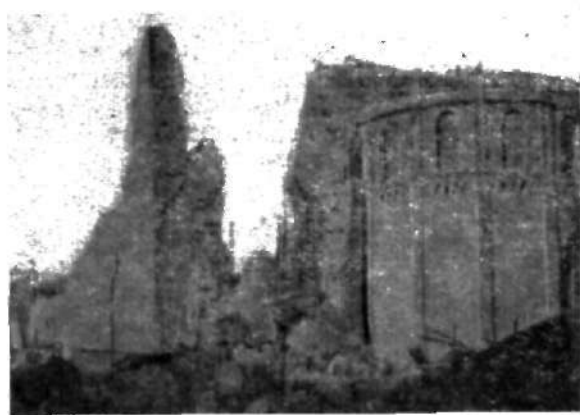


Рис. 103. Разрушение зданий при землетрясении (фото Ф. А. Перрета)

В отдельных случаях землетрясения могут достигать большой силы и сопровождаться катастрофическими последствиями — разрушением городов (рис. 103) и гибелью населения. Так, землетрясение в 1556 г. в Китае (провинция Шаньси) привело к гибели более чем 830 тыс. человек. В результате землетрясения 1775 г. в Лиссабоне была разрушена большая часть города и погибло более 60 тыс. жителей. Во время землетрясения 1923 г. в Японии погибло более 174 тыс. человек (при этом была разрушена значительная часть г. Токио). В Советском Союзе неоднократно возникали землетрясения в районах Крыма, Кавказа, Средней Азии, Карпат, Камчатки, Прибайкалья и некоторых других мест. Одно из разрушительных землетрясений на нашей территории произошло в 1948 г. в районе г. Ашхабада. Широко известно Ташкентское землетрясение 1966 г.

Причины, вызывающие наиболее значительные сейсмические явления — землетрясения, могут быть разделены на четыре группы:

Тектонические, возникающие в результате горообразовательных движений земной коры. Это наиболее частый и разрушительный вид землетрясений.

Вулканические приурочены к районам развития вулканов. Землетрясения возникают вследствие ударов движущейся при извержении лавы о выступы подземных

каналов. Область распространения этого типа землетрясений ограничена.

Денудационные вызываются крупными обвалами горных массивов, обрушением кровли больших пещер. Этот вид землетрясения распространяется на небольшие участки, сила его незначительна.

Антропогенные — результат деятельности человека. Возникают они при массовых взрывах, испытании атомных бомб и в некоторых случаях инженерной деятельности.

Незначительные сотрясения порождаются массой причин: ударами ветра, морским прибоем, водопадами, ливнями и т. д.

Изучение сейсмических явлений имеет большое значение для создания сейсмостойких построек. Сейсмология помогает строителям правильно проектировать и возводить здания и сооружения в районах, подверженных землетрясениям. Особенно велико ее значение для изучения внутреннего строения Земли.

Механизм землетрясений

Нарушения, возникающие в земной коре, влекут за собой образование сейсмических волн. Очаг их зарождения носит название **гипоцентра**. Проекция гипоцентра на поверхности земли называется **эпицентром** (рис. 104). Глубина гипоцентра в большинстве известных

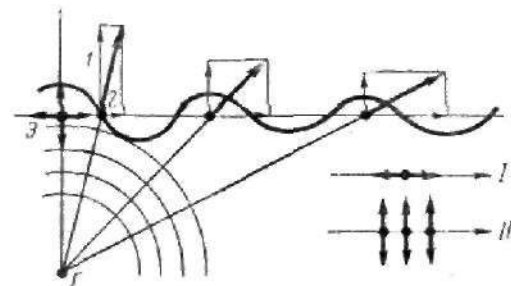


Рис. 104. Механизм землетрясения:
Г — гипоцентр; Э — эпицентр. 1 — вертикальная составляющая сейсмической волны, 2 — горизонтальная составляющая сейсмической волны. I — колебания частиц при продольных волнах, II — колебания частиц при поперечных волнах

землетрясений колеблется от 1 до 100 км. В последнее время установлено, что встречаются случаи так называемых глубокофокусных землетрясений, при которых гипоцентр располагается на глубинах в 300—600 км. Такие землетрясения наблюдались на Дальнем Востоке, в Индии и Афганистане.

Из гипоцентра во все стороны расходятся сейсмические волны. Различают два типа волн: продольные и

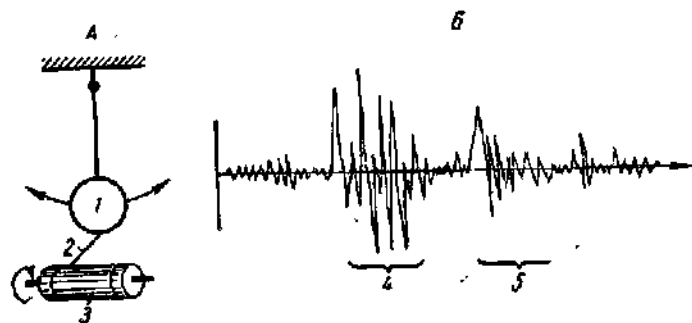


Рис. 105. Принцип действия сейсмографа (А) и сейсмограмма (Б):

1 — маятник, 2 — записывающее перо, 3 — вращающийся барабан с бумагой, 4 — продольная волна на сейсмограмме, 5 — поперечная волна

поперечные. Первые вызывают колебания частиц горных пород вдоль, а вторые — колебания, перпендикулярные к направлениям сейсмических лучей.

Продольные волны обладают наибольшим запасом энергии и распространяются с максимальной скоростью в твердых, жидких и газообразных средах. В твердых породах скорость продольных волн колеблется от 4 до 6 км/сек. Разрушение зданий и сооружений обусловлено воздействием главным образом продольных волн.

Поперечные волны несут меньший запас энергии. Скорость их в 1,7 раза меньше скорости продольных волн. Они не распространяются в жидких и газообразных средах.

Помимо двух главных типов сейсмических волн, на границах раздела сред (твердой и газообразной, твердой и жидкой) могут возникать поверхностные волны,

или волны Релея. Их скорость распространения более низка, чем у поперечных волн.

При оценке разрушающего воздействия сейсмической волны большое значение имеет угол, под которым она проходит из гипоцентра к поверхности земли. Его величина может быть различной (рис. 104). Результирующая сейсмической волны, пришедшей под углом к поверхности, может быть разложена на две составляющие: нормальную и горизонтальную. В эпицентре горизонтальная составляющая отсутствует (угол = 0°), поэтому сооружение будет испытывать лишь вертикальные удары, не представляющие серьезной опасности. Наибольшие разрушения возникают под действием горизонтальной составляющей сейсмической волны. Поэтому степень разрушительности землетрясений оценивается по величине ускорения горизонтальной составляющей (α). Максимальная величина его может быть вычислена по формуле:

$$\alpha_{\max} = \frac{4\pi^2}{T^2} A,$$

где α_{\max} — максимальное ускорение горизонтальной составляющей сейсмической волны в мм/сек², T — период в сек, A — амплитуда сейсмической волны в мм.

Энергия, выделяемая при землетрясении, весьма значительна и колеблется от 10^{10} до 10^{26} эрг. Эта величина в несколько миллионов раз выше энергии взрыва атомной бомбы.

Изучение и регистрация сейсмических колебаний осуществляется при помощи специальных приборов — сейсмографов. В основу работы сейсмографа положена инерционная способность свободно висящего груза (маятника). Такой маятник, подвешенный к какой-либо точке, снабжен на конце самопишущим пером, способным чертить на листе бумаги, прикрепленной к барабану. При сейсмическом толчке барабан с бумагой и точка подвески смещаются, а сам маятник в силу своей инерции остается на месте (рис. 105). В последующий момент начнет перемещаться маятник, а подвеска и барабан возвратятся в первоначальное положение. Возникшие колебательные движения будут записаны пером на бумаге. Подобная запись носит название сейсмограммы (рис. 105).

Современные сейсмографы — высокоточные приборы. Один из лучших приборов этого типа — сейсмограф Б. Б. Голицына (1906 г.), получивший широкое распространение как в нашей стране, так и за рубежом. В настоящее время имеется целый ряд новых конструкций сейсмографов, разработанных Г. А. Гамбурцевым, Д. А. Хариным, Д. П. Кириосом и другими учеными. Все современные сейсмографы регистрируют колебания при помощи зеркальных гальванометров, отбрасывающих световой зайчик на фотографическую бумагу.

Оценка силы землетрясения

Для оценки силы землетрясения в СССР принята 12-балльная шкала ГОСТ 6249—52. В основу ее построения положены три группы признаков: 1) характер разрушения зданий, 2) остаточные явления в грунтах и изменения в грунтовых водах, 3) прочие признаки.

ГОСТ при рассмотрении степени разрушения зданий дифференцирует их на 3 типа: А — одноэтажные со стенами из самана, рваного камня и т. д.; Б — кирпичные здания; В — деревянные здания.

Рассмотрим кратко характер проявления землетрясений при различной балльности их.

При 1, 2, 3 баллах — повреждений и разрушений нет. Люди не замечают толчков либо ощущают слабые колебания;

4 балла — умеренное землетрясение, повреждений нет. Возможны тонкие трещины в сырых грунтах. Легкое раскачивание висячих предметов. Величина $\alpha = 11—25$;

5 баллов — довольно сильное землетрясение. Легкие повреждения в отдельных зданиях. Небольшие волны в непроточных водоемах. Величина ускорения $\alpha = 26—50$;

6 баллов — сильное землетрясение. Во многих зданиях легкие повреждения. В отдельных зданиях типа А и Б значительные повреждения. Трещины в сырых грунтах шириной до 1 см. Единичные оползни на склонах. Падают посуда. Ускорение $\alpha = 51—100$;

7 баллов — очень сильное землетрясение. В зданиях группы А значительные повреждения и даже разрушения. Повреждения труб. Небольшие оползни. Возможны

горные обвалы. Люди выскакивают из помещений. Ускорение $\alpha = 101—250$;

8 баллов — разрушительное землетрясение. Во всех зданиях значительные повреждения и частичные разрушения (группа Б). Большие осыпания, оползни и горные обвалы. Люди с трудом удерживаются на ногах. Ускорение $\alpha = 251—500$;

9 баллов — опустошительное землетрясение. Разрушение и в отдельных случаях обрушение стен, перекрытий кирпичных зданий (группа Б). Большая часть труб и башен разрушается. Горные обвалы. Многочисленные оползни. Ускорение $\alpha = 501—1000$;

10 баллов — уничтожающее землетрясение. Разрушение кирпичных зданий (типа Б) и повреждение деревянных домов (типа В). Местные искривления рельс. Ломаются ветви и стволы деревьев. Ускорение $\alpha = 1001—2500$;

11 баллов — катастрофа. Общее разрушение зданий. Трубопроводы приходят в негодность. Железнодорожные пути искривляются по всей длине. Большие обвалы и оползни. Ускорение $\alpha = 2501—5000$;

12 баллов — сильная катастрофа. Общее разрушение зданий и сооружений. Изменение рельефа. Реки меняют русла. Гибнет значительная часть населения. Ускорение $\alpha = 5000$.

Для оценки силы землетрясения употребляется также коэффициент сейсмичности:

$$K_s = \frac{\alpha_{\max}}{g},$$

где α_{\max} — ускорение горизонтальной составляющей сейсмической волны,

g — ускорение силы тяжести.

При расчете сооружений, а также определении устойчивых откосов карьеров величина горизонтальной составляющей сейсмической волны определяется по формуле:

$$q = \pm PK_s,$$

где P — вес сооружения или оползневого массива.

Для математической характеристики баллов сейсмической шкалы в последнее время в нашей стране стала употребляться величина относительного смещения X_0 сферического маятникового сейсмометра конструкции С. В. Медведева.

Значения X_0 (в мм), соответствующие баллам шкалы ГОСТа, равны:

4 балла	— 0.5
5 баллов	— 0.5—1
6 »	— 1.1—2
7 »	— 2.1—4
8 »	— 4.1—8
9 »	— 8.1—16
10 »	— 16.1—32
11 »	— >32

Для решения вопроса о возможной силе землетрясения в различных частях поверхности земли созданы специальные карты сейсмичности (рис. 106). Подобная карта составлена для всей территории СССР. Институтом физики Земли Академии наук СССР. В ней выделены районы, подверженные 6-, 7-, 8-, 9-балльным землетрясениям. Кроме этого, при проектировании сооружений в сейсмических районах (имеющих балльность 7 и более) пользуются специальными нормами и техническими условиями, где, помимо карт сейсмичности, приводится перечень расчетной сейсмичности (в баллах) для главных населенных пунктов, расположенных в зоне, подверженной землетрясениям.

Степень разрушительности землетрясений в одном и том же районе зависит от особенностей рельефа, геологического строения и гидрогеологии участков. Исследования показали, что степень разрушения зданий возрастает по мере увеличения крутизны склона. Наиболее сильно проявляются землетрясения на участках шарниров складок.

Особое значение имеет состав пород, слагающих местность. Установлено, что наиболее серьезные разрушения возникают на участках, сложенных тонкими пластами рыхлых пород (галечниками, песками, глинами). Это объясняется возрастанием амплитуды сейсмических колебаний частиц рыхлых пород, обусловленное отсутствием между слагающими их частицами прочных связей.

Максимальные разрушения зданий возникают на водонасыщенных рыхлых породах. При выборе места для размещения сооружений необходимо помнить, что наиболее опасны участки, сложенные маломощными рыхлыми водонасыщенными породами. На мощных толщах рыхлых неводонасыщенных пород величина разрушений незначительна.

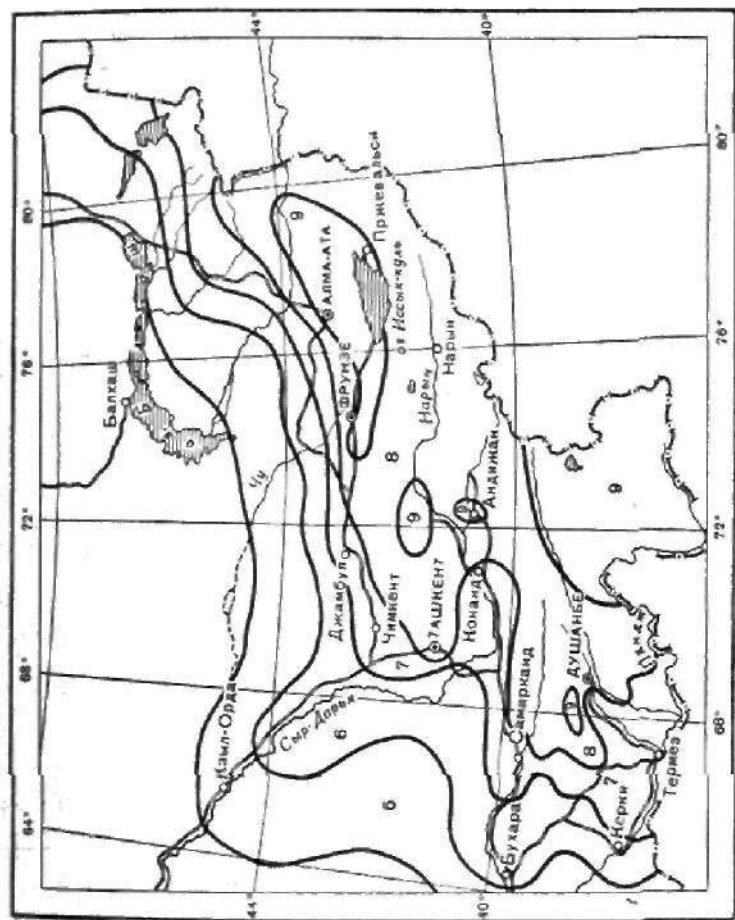


Рис. 106. Карта сейсмичности

Для учета влияния рельефа, подземных вод и состава поверхностных пород проводится сейсмическое микрорайонирование, на основе которого составляют карты. При отсутствии последних в районах с благоприятными условиями, поверхность которых сложена массивными и плотными маловлажными крупнообломочными породами, средняя расчетная балльность может уменьшаться на один балл. Наоборот, для неблагоприятных районов, сложенных насыщенными водой песчаными, глинистыми, лессовыми породами, средняя расчетная балльность повышается на один балл.

Большое практическое значение приобретают ведущиеся в последнее время поиски методов прогноза землетрясений.

Один из путей прогноза землетрясений — наблюдение за изменением наклона поверхности. Установлено, что горные породы в районах орогенических движений постоянно испытывают деформации, которые обнаруживаются в виде изменения наклона их поверхности. В период наибольшей сейсмической активности возникают так называемые «бури наклонов», улавливаемые специальными приборами — наклонометрами.

В последнее время установлено, что перед землетрясениями на угрожаемых территориях возникают магнитные бури. Их регистрация также может служить для прогноза землетрясений.

Сейчас сейсмологи работают над геоакустическим методом (основанным на улавливании шумов начинающегося землетрясения).

Все эти методы находятся в стадии исследований и пока практического применения не имеют.

Строительство сооружений и проектирование карьеров в сейсмических районах

В районах, подверженных землетрясениям (от 7 баллов и выше), ведется антисейсмическое строительство, при котором осуществляются мероприятия, направленные на повышение сейсмостойкости зданий и сооружений.

В сейсмических районах, в которых максимальная

сейсмичность не превосходит 5 баллов, никаких особых мероприятий не предусматривается. При 6 баллах строительство ведется с применением соответствующих строительных материалов, а также предъявляются более высокие требования к качеству строительных работ.

При проектировании сооружений в районах с возможным 7—9-балльным землетрясением необходимо применение специальных мероприятий, предусмотренных в особых нормативах. В этих районах при выборе места для сооружений необходимо стремиться размещать их на участках, сложенных массивными породами или мощными толщами рыхлых отложений с глубоким залеганием уровня грунтовых вод. В качестве фундаментов рекомендуется применять железобетонные плиты. Опасно размещение сооружений в зонах, разбитых сбросами. Конструкции зданий делаются по возможности более жесткими. Для этой цели предпочтительно применять железобетонные монолитные конструкции. Как правило, устраиваются один-два и более железобетонных поясов. Избегаются тяжеловесные архитектурные украшения. Контуры здания в плане предусматриваются возможно более простыми, без входящих углов. Ограничивается высота зданий. Большое значение при проектировании сооружений имеет соблюдение следующего принципа: период собственных свободных колебаний сооружения должен резко отличаться от периода сейсмических колебаний, характерных для данной местности. Соблюдение этого условия помогает избежать возникновения резонанса (сложение однозначных, совпадающих по фазе колебаний), который может привести к полному разрушению зданий. Если периоды колебаний оказываются близкими, то изменяется жесткость сооружения или способ устройства фундаментов и оснований.

При проектировании в сейсмических районах карьеров строительных материалов и различных выемок необходимо помнить, что при землетрясениях устойчивость откосов резко снижается. Это заставляет ограничивать высоту и крутизну стенок выемок. При несоблюдении этих требований при землетрясениях неизбежны обвалы и оползни. При расчетной величине землетрясений в 7 баллов глубина выемки должна быть не более 15—16 м. В районах с 8-балльным землетрясением — 14—15 м.

Крутизна откоса в сейсмических районах уменьшается на величину от 10 до 16% в зависимости от состава пород и расчетной балльности.

Во время землетрясений возможно возникновение явления разжижения водонасыщенных песков, при котором они теряют устойчивость и переходят в подвижное — «плавунное» состояние. Наиболее опасны в этом отношении мелкозернистые и тонкозернистые пески.

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Сущность процесса выветривания

Мощный поток солнечной энергии порождает на поверхности Земли разнообразные процессы внешней динамики Земли — экзогенные процессы. Важное значение среди них имеет выветривание. Сущность его сводится к механическому разрушению и изменению минералогического состава горных пород, слагающих поверхностный слой земной коры, происходящему под воздействием температурных колебаний, замораживания и оттаивания воды, заполнения трещины, деятельности различных организмов, дождя и других факторов.

Применяя термин «выветривание», необходимо помнить, что он обозначает широкое воздействие на породу многих экзогенных факторов, а не действие одного лишь ветра.

Сооружения в такой же мере, как и породы, интенсивно подвержены процессам выветривания, действие которых вызывает раз-

рушение материалов, слагающих наружные части (рис. 107, 108).

Особенность выветривания — постепенное дробление вещества, при котором частично или полностью происходит исчезновение прочных связей (кристаллизационных), при этом возникают новые, сравнительно слабые в механическом отношении коллоидные связи. По мере выветривания дробление, химическое разложение и возникающее при этом новое минералообразование ведут к образованию все более мелких частиц, в конечном счете достигающих коллоидных размеров ($<0,001 \text{ мм}$).

Интенсивное разрыхление пород подготавливает условия для дальнейшего выноса разрушенного материала ветром и водными потоками.

В зависимости от действующих факторов различают три главных типа выветривания: а) физическое, или механическое, б) химическое и в) органическое.



Рис. 108. Выветривание песчаников (фото Г. Вита и Г. Рейхерт)

Рис. 107. Выветривание наружных фасадов

Физическое (механическое) выветривание

Физическое выветривание обусловлено факторами, вызывающими главным образом механическое дробление пород. Разновидность его — так называемое температурное выветривание. Оно представляет собой воздействие колебаний температур на горные породы, при котором постоянно происходящее изменение размеров зерен минералов (укорочение и удлинение) приводит к образованию микротрещин. Массивная порода с жесткими связями между частицами превращается в скопление зерен, слабо связанных друг с другом.

Подобное выветривание зависит от состава, структуры породы и условий изменения температур. Особенно подвержены температурному выветриванию крупнозернистые полиминеральные породы (например, гранит рапакиви).

Чем больше разность коэффициентов объемного расширения у составляющих породу зерен, тем быстрее происходят процессы выветривания (табл. 18).

Таблица 18

Коэффициенты объемного расширения минералов (по Кларку)

Минерал	Коэффициент объемного расширения
Ортоклаз	0,000170
Кальцит	0,000284
Кварц	0,000310

Вследствие анизотропности в разных направлениях минералы имеют различные коэффициенты линейного расширения (λ_l). Так, кальцит в направлении главной оси имеет $\lambda_l = +0,0002561$, а в перпендикулярном $\lambda_l = 0,000005523$.

Эта особенность минеральных тел определяет особую роль в температурном выветривании структуры — взаиморасположения и величины зерен, слагающих породу.

В условиях земной поверхности особенно резкие суточные колебания температуры возникают в пустынных и горных местностях. Летом в дневное время в Каракумах

температура почвы достигает 80°C , а вечером она падает до 20°C , иными словами, амплитуда суточных колебаний температуры достигает 60°C .

Возникающие при температурном расширении кристаллов напряжения весьма значительны. Так, при нагревании кристалла кварца от 20 до 60°C на концах кристалла было зарегистрировано давление в 545 кг/см^2 .

М. М. Филатов провел опыты попеременного охлаждения и нагревания (от -10°C до 40°C) различных пород. При продолжительности опыта четыре месяца им были получены следующие величины снижения временного сопротивления сжатию пород:

гранита	на $300-400 \text{ кг/см}^2$
песчаника	на 241 кг/см^2
известняка	на 342 кг/см^2

Еще более усиливает разрушение пород при механическом выветривании вода, проникающая в микротрещины и при замерзании увеличивающаяся в объеме на $9-11\%$. Сила, расклинивающая стенки трещин при образовании льда, достигает 2400 кг/см^2 . Возникающее при замерзании воды разрушение пород называют морозным выветриванием.

Ряд пород при попеременном намокании и подсушивании быстро растрескивается, превращаясь из массивных камней в скопление мелких чешуек. Примером могут служить мергели-трескуны из района Новороссийска, обладающие способностью после извлечения на поверхность земли быстро превращаться из массивной породы в скопление мелких обломков.

Механическое разрушение пород возникает и в других случаях: при кристаллизации солей в капиллярах, действии корней растений, под ударами песчинок, переносимых ветром, и т. д.

Все перечисленные процессы физического выветривания воздействуют и на искусственные строительные материалы. Так, в результате кристаллизации солей в капиллярах бетона, составляющего опору одного из мостов в Ростовской области, прочность бетона упала настолько, что он легко растягивался руками. Особенно интенсивному физическому выветриванию подвержены фасады зданий и наружные части сооружений.

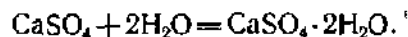
Химическое выветривание

Химическое выветривание представляет собой разрушение горных пород, сопровождающееся изменением их состава. Наиболее активные вещества, химически взаимодействующие с породами, — вода, кислород, углекислота и органические кислоты.

Простейший вид химического выветривания — растворение пород водой. При 20°С в 100 г дистиллированной воды растворяется (в г):

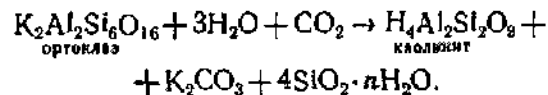
каменной соли	35
гипса	0,2
кальцита (известково-го шпата)	0,0009—0,0035

Другой процесс химического выветривания — гидратация — заключается в поглощении минералом воды, молекулы которой затем входят в состав кристаллической решетки. Примером может служить переход ангидрита в гипс:



Этот процесс сопровождается резким увеличением объема, достигающим 50—60%. При этом возникающие напряжения в массиве настолько велики, что окружающие породы сминаются в мелкие складки (соляная тектоника).

Особенно значительно химическое воздействие воды на породы, содержащие в своем составе углекислоту. Вследствие возникающего гидролиза происходит коренное изменение химического состава пород. Примером служит выветривание полевых шпатов, происходящее по следующей схеме:



В результате рассмотренных процессов химического выветривания в природе образуется большое количество высокодисперсных минералов типа каолинита-монтмориллонита.

Из других разновидностей химического выветривания большое распространение имеет окисление, которое ведет

к разрушению пирита, закисных солей железа и других минералов. В конечном счете все соединения железа на поверхности Земли вследствие окисления переходят в лимонит (водный окисел железа).

Различные минералы в разной степени устойчивы по отношению к химическому выветриванию. По степени устойчивости их можно грубо разделить на 3 группы: более устойчивые, среднеустойчивые и менее устойчивые (табл. 19).

Таблица 19

Устойчивость минералов при химическом выветривании

Более устойчивые	Среднеустойчивые	Менее устойчивые
Кварц Мусковит Лимонит Корунд	Ортоклаз Кислый плагиоклаз Биотит Апатит	Основные плагиоклазы Пироксены Кальцит Пирит Роговая обманка

Степень устойчивости минералов зависит от среды и, в частности, от характера щелочности или кислотности водных растворов, определяемого величиной водородного показателя (рН).

Органическое выветривание

В процессе жизнедеятельности организмы и растения воздействуют на горные породы, разрушая их механически и биохимически. Особенно значительно их биохимическое воздействие на породы.

Механическое воздействие корней и самой растительности весьма велико. Можно наблюдать, как прорастающие растения приподнимают и пробивают асфальт на улицах городов. Известны случаи, когда растение верблюжья колючка пробивала двадцатисантиметровые железобетонные плиты.

Велика роль различных бактерий, которые в процессе жизнедеятельности поглощают из пород одни вещества и выделяют другие. Воздействие бактерий особенно значительно в верхнем (почвенном) горизонте, где их количество достигает десятков миллионов на 1 г почвы.

В морских бассейнах большое количество растительных и животных организмов разрушают и растворяют породы. Так, на Черноморском побережье Кавказа развиты

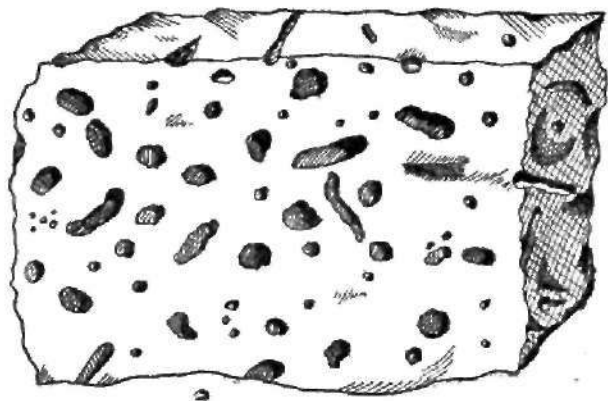


Рис. 109. Работа моллюсков-камнеточцев

моллюски-камнеточцы, растворяющие известняки и превращающие их в процессе своей жизнедеятельности в материал, напоминающий соты (рис. 109).

Продукты выветривания могут накапливаться на месте образования либо переноситься на те или иные расстояния действием силы тяжести, потоков, воды, ветра.

Элювий и делювий

Элювий. Продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте их образования, носят название элювия (лат. — выносить). Если под действием силы тяжести и дождевых струек они перемещаются вниз по склонам, накапливаясь у подошвенной части на склонах холмов или гор, то подобные скопления материала называют делювием (лат. — смывать).

Отличительная черта элювия — его связь с коренной породой, подвергшейся выветриванию. Можно всегда проследить, как элювий постепенно переходит в коренную породу.

Элювий представляет собой смесь обломков и глинистого материала. Мощность разрушенного слоя на различных породах и в разных физико-географических условиях колеблется от нескольких миллиметров до многих метров.

Особой формой элювия являются **почвы**, представляющие собой верхний слой коры выветривания. Они образуются в результате сложных процессов выветривания, в которых особенно большое участие принимает органическое выветривание. Последнее тесно связано с деятельностью растительности, организмов и особенно бактерий. Определенные типы почв обладают особым свойством — плодородием. Благодаря последнему почвы служат средой для развития сельскохозяйственных культур, что предопределяет их важнейшее значение в народном хозяйстве страны. Чаще всего почвы, отличаясь рыхлостью и легкой размокаемостью, представляют собой плохое основание для сооружений, правда, некоторые типы являются хорошими основаниями для дорог. В промышленности строительных материалов они используются незначительно. В последнее время черноземы стали применяться в качестве добавок для получения керамзитов.

Главные типы почв: черноземные, каштановые, подзолистые, дерново-подзолистые, бурые и серые лесные, солончаковые, солонцовые, болотные, тундровые, сероземы, красноземы и латериты.

Чернозем — темноцветная почва травяных степей и лесостепей, отличается исключительным плодородием, хорошим физическим строением и богатым содержанием перегноя (гумуса). В этих почвах в верхней части хорошо развит гумусовый горизонт (горизонт А), имеющий окраску от темно-серой до черной. Содержание в нем гумуса — от 3 до 22%. Черноземные почвы делятся на северные (деградированные), выщелоченные, мощные, обыкновенные и южные, отличающиеся по содержанию гумуса и свойствам (рис. 110).

Мощность горизонта А в различных типах черноземов колеблется от 0,3 до 1 м и более. Под горизонтом А черноземных почв залегает переходный горизонт В, содержащий небольшое количество гумусового вещества. Окраска его более светлая. В основании почвы залегает третий горизонт С, насыщенный солями (в основном карбонатами), чаще всего вымытыми из верхних горизонтов.

В состав поглощенных оснований черноземов входят главным образом двухвалентные катионы кальция и магния. Черноземные почвы при увлажнении размокают и легко переходят в текучее состояние. Благодаря присутствию в их составе минералов, называемых гуминолитами, черноземы дают сильное набухание, а при замерзании — пучение.

В СССР черноземные почвы особенно широко распространены в степной зоне.

Каштановые почвы отличаются от черноземных составом обменных катионов (обычны кальций и натрий), меньшим содержанием в горизонте *A* гумуса (2—5%), благодаря чему его окраска имеет каштановый цвет. Эти почвы несколько меньше размокают и набухают. Они служат довольно хорошими дорожными основаниями. Распространены в зоне сухих степей.

Дерново-подзолистые почвы имеют в верхней части серый слабоокрашенный гумусовый горизонт (мощностью менее 20 см). Под ним залегает так называемый подзолистый горизонт (*A*₂), имеющий белесую окраску, напоминающую золу. Глубже залегает красно-бурый горизонт *B*, постепенно переходящий в нижний горизонт *C*.

Свойства этих почв колеблются в зависимости от их гранулометрического состава. Область их распространения совпадает с распространением зоны хвойных и смешанных лесов.

Бурые и серые лесные почвы имеют бурый или темно-серый гумусовый горизонт. Часто содержат слабо выраженный подзолистый горизонт. По свойствам приближаются к черноземам. Распространены под лиственными лесами.

Солончаковые почвы содержат значительное количество легко растворимых солей (NaCl , CaSO_4 , Na_2SO_4 , MgCl_2 и др.). Часто на поверхности этих почв появляется тонкая белая корочка, состоящая из солей. Строительные свойства зависят от состава содержащихся солей. Наиболее плохие свойства присущи солончакам, содержащим сульфаты, которые в сухом состоянии образуют рыхлую массу, а при увлажнении быстро размокают до состояния липкой грязи. Солончаки распространены в засушливых районах, где приурочены обычно к понижениям рельефа.

Солонцы отличаются от солончаков резкой дифференциацией горизонтов. В них выделяются горизонты *A*, *B*. Для горизонта *B* характерно значительное содержание катиона натрия, вследствие этого он называется солонцовым. Этот горизонт при увлажнении превращается в сплошную вязкую массу. Строительно-дорожные

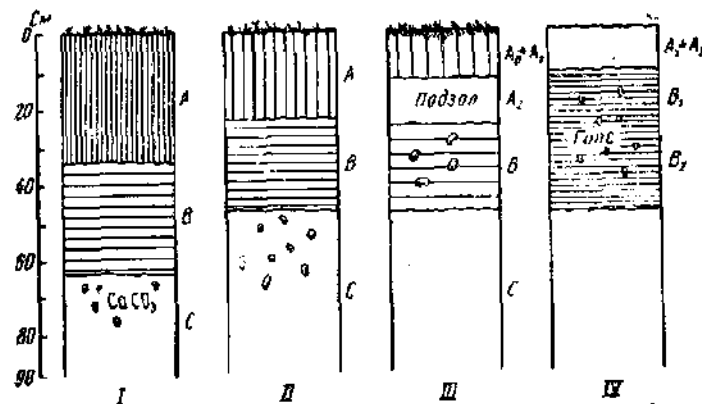


Рис. 110. Схемы строения некоторых почв. I — черноземная почва (гор. *A* — темно-серый), II — каштановая почва (гор. *A* — коричнево-бурый), III — подзолистая почва (гор. *A*₂ — белесый), IV — солонец (гор. *A*₁+*A*₂ — светло-серый, гор. *B*₁ — солонцовый)

свойства солонцов совершенно неудовлетворительны. Развита эти почвы чаще всего в тех же районах, что и солончаки, т. е. в зоне полупустынь и пустынь.

Болотные почвы — интразональные, отличаются высокой влажностью, которая способствует развитию восстановительных реакций. В них присутствует большое количество слабо разложившихся растительных остатков. Развита в различных районах СССР.

Близки к болотным почвам тундровые почвы, распространенные по побережью Северного Ледовитого океана.

Сероземы — почвы пустынь и полупустынь, отличаются слабым развитием почвообразовательного процесса. Возделываются при искусственном орошении.

Красноземы и латериты — почвы, развитые в районах влажных субтропиков, имеют в СССР небольшое распространение на Черноморском побережье Кавказа, в Рионской низменности.

Строение различных почв показано на рис. 110.

Русский ученый В. В. Докучаев — создатель науки почвоведения — доказал, что размещение почв подчинено законам широтной географической зональности. Так, с севера на юг в Советском Союзе располагаются пояса тундровых, подзолистых, серых лесных, черноземных, каштановых, бурых почв. В горных районах в размещении почв наблюдается вертикальная поясность.

Делювий — продукт выветривания, образуется на склонах гор и представляет собой скопления обломков различной величины. При их накоплении возникают процессы гравитационной дифференциации продуктов выветривания, что вызывает некоторую отсортированность делювиальных наносов, а в ряде случаев — появление грубой слоистости.

Делювий по гранулометрическому составу может быть представлен грубообломочными, песчаными, пылеватыми и глинистыми породами.

Борьба с выветриванием естественных и искусственных строительных материалов

Строитель при выборе оснований под сооружения обязан учитывать влияние выветривания на горные породы. Так, при возведении зданий на прочных магматических, метаморфических или цементированных осадочных породах устанавливается мощность выветренного слоя, который в процессе строительства либо удаляют, либо принимают меры к его искусственному закреплению (цементации, глинизации и т. д.).

Строителю приходится с особой тщательностью оценивать степень выветренности как горных пород, так и возможность выветривания искусственных строительных материалов, применяемых для различных конструкций.

Для борьбы с выветриванием естественных и искусственных строительных материалов в сооружениях необхо-

димы следующие мероприятия: а) конструктивные; б) пропитывание поверхности материалов различными веществами; в) полировка поверхностей; г) устройство защитных слоев; д) заполнение трещин.

К первой группе — конструктивным мероприятиям — относятся устройство хорошего стока воды, защитных конструкций, предохраняющих от прямого воздействия атмосферных осадков материалы, поддающиеся легкому растворению водой (мрамор, гипс и т. д.).

Сюда же относится замена поврежденных частей зданий.

Ко второй группе мероприятий относится пропитывание поверхности камня веществами, затрудняющими проникновение агентов выветривания. Сюда же относится метод пропитки поверхности маслом, предотвращающий проникновение воды.

Часто применяется метод флюатирования — пропитки камней растворимыми солями кремнефтористоводородной кислоты. При этом возрастает механическая прочность и увеличивается сопротивление выветриванию.

В последнее время получает распространение метод гидрофобизации кремнеорганическими покрытиями поверхности зданий, после которых эти поверхности становятся гидрофобными (т. е. водоотталкивающими). Для этой цели применяют кремнеорганический лак (К-41) и т. д. Покрытие осуществляют пульверизацией, кистью и другими методами.

К третьей группе мероприятий относится полировка поверхности камней с применением специальных паст, заполняющих поры материала и предотвращающих проникновение в них влаги.

Мероприятия четвертой группы сводятся к открытию поверхности зданий штукатурками, предохраняющими от выветривания каменные материалы кладки стен и конструкций.

В последней группе относятся методы заполнения трещин на камнях специальной замазкой, их цементация и т. д.

В большинстве случаев перечисленные мероприятия позволяют уменьшить воздействие воды на материалы, но, как правило, они не предохраняют их от действия температурных колебаний.

Общие представления

В нижних слоях атмосферы наблюдается неравномерное распределение тепла, которое ведет к постоянным изменениям ее плотности. Последнее вызывает возникновение горизонтальных и вертикальных перемещений воздуха в виде ветра. Скорость движения потоков воздуха может быть весьма высокой. Так, у Новороссийска на Мархотском перевале были зарегистрированы во время бури (норд-оста) скорости ветра, превосходящие 50—60 м/сек. В тропических районах земного шара нередко ураганные ветры, достигающие скоростей, превышающих 60—70 м/сек.

Ветры бывают весьма значительной силы. Уже при скоростях 16—18 м/сек они срывают с крыш черепицу и сбрасывают кирпичи дымовых труб, при скоростях 19—21 м/сек вырывают с корнем деревья.

Геологическая деятельность ветра весьма многообразна. Им вызываются процессы выдувания (дефляция), обтачивания (корразия), перенос материала и его отложение (аккумуляция). Эти процессы, тесно взаимосвязанные, носят название эоловых.

Дефляция и корразия

Эти эоловые процессы широко распространены на поверхности Земли, достигая особенной силы в областях пустынь. Дефляция возникает в результате выдувания частиц пород и последующего их перемещения либо по воздуху, либо путем перекачивания по поверхности. Подобное перемещение частиц размером меньше 0,25 мм начинается уже при скоростях ветра около 4—5 м/сек. Частицы крупного песка (размером 1 мм) переносятся при скорости ветра около 10 м/сек. В районах, сложенных рыхлыми породами, в результате дефляции образуются своеобразные формы рельефа — котловины выдувания. Величина этих образований большей частью незначительна, но иногда могут встречаться и очень крупные формы. Так, Б. А. Федорович описывает

солончаковую котловину Карын-Ярык в Западном Казахстане, вытянутую на 145 км при ширине от 2 до 10 км. Глубина ее колеблется от 100 до 142 м. Объем этой котловины составляет около 1000 км³. Как установлено, образование ее связано с постепенным выдуванием солончаковой пыли и переносом последней на многие сотни километров.

Песчаные частицы, переносимые ветром, с силой ударяются о поверхность твердых пород, вызывая истачивание их поверхности и появление на ней штрихов, борозд,

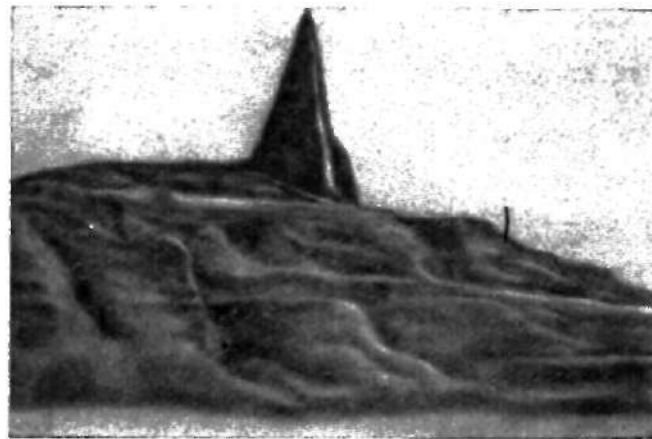


Рис. 111. Останцы в песчаниках — результат деятельности ветра (по В. А. Обручеву)

желобов. Этот процесс называется корразией. В результате совместного действия дефляции и корразии происходит разрушение твердых пород, превращающихся в пыль и мелкие обломки, а также развиваются положительные и отрицательные формы рельефа. Особенно причудливые формы рельефа — останцы — образуются в пустынных областях, сложенных слоями твердых пород, имеющих различную сопротивляемость истиранию (рис. 111). Можно встретить останцы, по форме напоминающие грибы, каменные кружева, эоловые столбы и т. д. Выдающийся русский исследователь В. А. Обручев открыл в Джунгарии «эоловый город», представляющий

скопление останцов, по форме напоминающих развалины древнего города.

Большой ущерб дефляция наносит сельскому хозяйству в степных районах, где удары ветра поднимают в воздух плодородный черноземный слой (черноземные бури).

Перенос и аккумуляция

Ветер переносит глинистые, пылеватые, а также тонкопесчаные частицы (размером менее 0,26 мм) на многие сотни и даже тысячи километров. Во время длительно дующих из пустынь Средней Азии восточных ветров над Каспийским морем образуется пелена пыли из

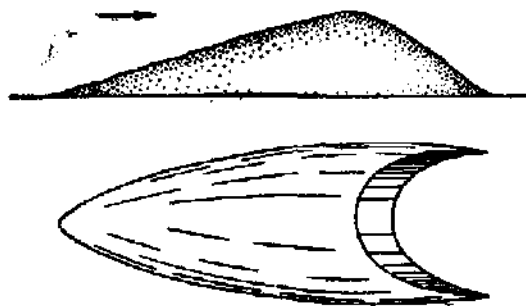


Рис. 112. Схема одиночного бархана

материала пустынь, которая достигает высоты 2—3 тыс. м. При этом воздух настолько запылен, что самолеты вынуждены подниматься выше этого слоя.

Более крупные песчаные и даже гравийные зерна переносятся либо на небольшой высоте, либо перекачиваются по земле.

Особую роль в перемещении и отложении мелкообломочного материала в пустынях имеют подвижные пески, образующие характерные формы рельефа: барханы, песчаные пирамиды и т. д.

Барханы (рис. 112) представляют собой холмы из песка серповидной формы с крутым и коротким подветренным склоном (уклон 30—35°) и длинным пологим наветренным склоном (уклон 8—14°). Высота барханов от

1 до 20—30 м. Часто в пустынях образуются барханные цепи и системы, объединяющиеся в огромные песчаные моря, занимающие площади в сотни квадратных километров.

Высота барханных цепей достигает 70—100 м. Барханы постоянно перемещаются в сторону господствующих ветров. Скорость их движения в различных районах колеблется от нескольких сантиметров до 7—12 м в год. Перемещаясь, барханы заносят песком встречающиеся на их пути плодородные поля, сооружения и здания.

Песчаные пирамиды — это одиночные холмы песка, имеющие пирамидальную форму. В районах Сахары их высота достигает 500 м. В СССР они наблюдаются в Муюнкумах, на Мангышлаке и в некоторых других районах пустынь. Образование этой формы рельефа связано с мощными «воздушными воротами», возникающими в результате своеобразного рельефа прилегающих участков.

Аналогичная барханам форма движущихся песков образуется по берегам рек и морей, в пустынях и носит название дюн. Особенно значительных размеров дюны достигают на Атлантическом побережье Франции, где высота их доходит до 120 м и более. В СССР дюны развиты на побережье Балтийского моря и по долинам многих рек. Скорость движения дюн в глубь материка определяется силой господствующих ветров и колеблется от 0,5—1 до 20—22 м в год. Имеются случаи быстрого движения мелких дюн, достигающего 1—4 м в сутки. Характерно образование цепей дюн, следующих одна за другой.

В инженерной практике ведут борьбу с занесением подвижными песками сооружений и дорог. Для этой цели применяют ряд методов:

- а) установка на пути движения подвижных песков противозаносных щитов;
- б) насаждение растений, закрепляющих пески и имеющих достаточно прочную корневую систему;
- в) нефтявание и битуминизация поверхности дюн. В последнем случае используются жидкие битумные эмульсии. Пропитывая ими поверхность подвижных песков, добиваются прекращения перемещения песчинок;
- г) устройство так называемой «передовой дюны». Вдоль реки устанавливают щиты, которые помогают

сформировать передовую дюну, задерживающую дальнейшее продвижение песков и образование новых дюн.

Помимо подвижных песков, к золовым отложениям относятся и различные формы рельефа, закрепленные растительным покровом песков, как, например, бугристые пески.

Помимо песчаных ветровых отложений, имеется комплекс пылеватых золовых пород, к которым относятся лёссовые породы. Эти породы содержат в своем составе от 50 до 80% пылеватых частиц размером 0,05—0,005 мм и отличаются высокой пористостью (40—55%). Для них характерна светло-палевая окраска. В сухом состоянии они хорошо держат вертикальные откосы, быстро разрушающиеся при воздействии воды.

Эти породы покрывают около 14% поверхности СССР. Они широко распространены в пределах УССР, Северного Кавказа, юга европейской части СССР, в Средней Азии и Западной Сибири. Характерная черта лёссов — способность к просадке, под которой понимается их самоуплотнение под действием собственного веса, происходящее в результате увлажнения водой. Строительство на лёссовых породах вследствие способности их к просадке в ряде случаев оказывается затруднительным.

Мощность отложений лёсса колеблется от 1—2 до 100 м и более.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТЕКУЧИХ ВОД

Общие понятия

Выпадающие на поверхность континентов атмосферные осадки, стекая в виде мелких струек вниз по склонам местности, осуществляют делювиальный смыв и перенос частиц пород. Струйки объединяются в более крупные потоки, производящие энергичный эрозионный размыв пород с последующим транспортированием и отложением образовавшихся продуктов.

С действием подобных потоков дождевых вод связано образование оврагов, а в горных местностях — возникновение грязевых потоков.

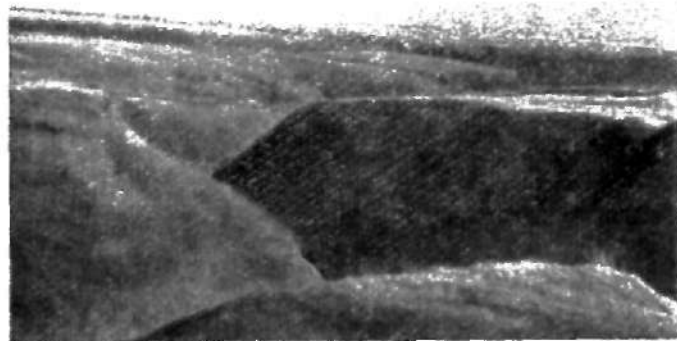


Рис. 113. Овраг

Главные пути стока воды с континентов в морские бассейны — реки. Речные воды проводят грандиозную геологическую работу по размыву, переносу и аккумуляции осадков.

Образование оврагов

Временные потоки дождевых вод в районах, сложенных рыхлыми горными породами, образуют овраги и балки (рис. 113). Особенно сильно эти формы рельефа развиты в степной зоне СССР, где покровными отложениями служат легко размываемые лёссовые породы.

Для возникновения и дальнейшего развития оврага достаточны три исходных условия:

- 1) наличие рытвины, следа колес и каких-либо других мелких углублений, направленных вниз по уклону местности;
- 2) достаточный уклон местности, обеспечивающий соответствующие размывающие скорости потоков дождевых вод;
- 3) сложение поверхности достаточно рыхлыми или способными к размыву отложениями.

Помимо указанных факторов, определенное значение имеют также климатические особенности местности. При всех перечисленных условиях вдоль мелких углублений,

вытянутых вниз по склону, неминуемо возникает процесс оврагообразования. В развитии оврагов можно выделить четыре главные стадии (по С. С. Соболеву):

I стадия. Образование промоины с небольшой глубиной до 0,5—1 м, имеющей совершенно вертикальные стенки. Продольный профиль промоины приближается к профилю склона (рис. 114, А).

II стадия. Образование вершинного обрыва, высота которого колеблется от 2 до 15 м. Профиль оврага почти не связан с профилем склона. В месте впадения оврага

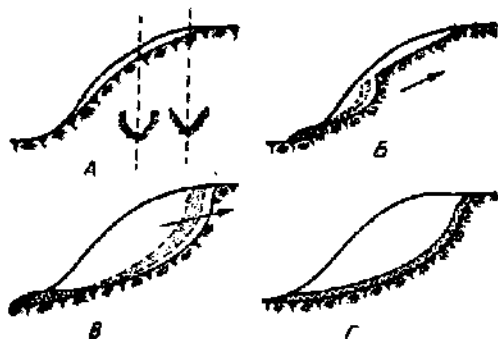


Рис. 114. Стадии развития оврага. А — промоины; Б — молодой овраг; В — старый овраг; Г — балка

наблюдается перепад к дну долины, в которую выходит овраг (рис. 114, Б).

III стадия. Достижение оврагом в устьевой части отметки дна долины, в которую он впадает. Овраг значительно расширяется. Его стенки становятся более пологими (рис. 114, В).

IV стадия. Затухание оврагообразования. Рост оврага прекращается, склоны приобретают угол устойчивого естественного откоса, задерновываются. Овраги становятся широкими с выработкой уклона прилегающих склонов водосборного бассейна в сторону оврага. Такой овраг носит название балки (рис. 114, Г).

Овраг развивается за счет роста вершины и боковых откосов. Предельной отметкой, до которой возможен размыв дна оврага, служит отметка уровня бассейна, в который впадает овражный водоток. Эта отметка носит название базиса эрозии оврага.

Размеры оврагов и балок самые различные. Длина их колеблется от десятков метров до 12—14 км, глубина — от 1—2 м до 30—40 м. Скорость развития оврага колеблется от 0,5—1 до 40 м в год. Особенно быстро развиваются овраги на лёссовых равнинах Полтавской, Курской,



Рис. 115. Схема размещения противоразмывных плотин в овраге

Орловской, Воронежской, Ростовской и других областей лесостепной и степной зон европейской части СССР.

Овраги наносят значительный ущерб народному хозяйству: они уничтожают пахотные земли, делают местность непроезжей, разрушают здания, дорожные сооружения и т. д. Все это заставляет вести планомерную борьбу с развитием оврагов.

Мероприятия для прекращения развития оврагов сводятся к следующему:

1. Проведение профилактических мер: запрещение распашки склонов, устройство канав и различных углублений, ориентированных вниз по склону, запрещение вырубки и уничтожения растительности на крутых склонах и т. д.

2. Осуществление массовой посадки древесной и кустарниковой растительности вдоль оврагов и на их склонах.

3. Устройство земляных, дерево-земляных, бетонных и других плотин, снижающих скорость движения овражных водотоков, с устройством на дне нижнего бьефа водобоя (рис. 115).

4. Канализация балочных водотоков лотками с устройством перепадов и быстротоков.

Сели (грязевые потоки)

Грязевые потоки, носящие названия сели (на Кавказе), или сля (в Средней Азии), возникают в гор-



Рис. 116. Материал, вынесенный селем (рис. С. П. Флейшман)

ных районах. Это грозное явление природы, приносящее большой ущерб народному хозяйству.

Сели образуются при трех условиях:

- 1) наличии достаточно рыхлых пород или продуктов выветривания в верхних частях горных долин;
- 2) достаточно больших уклонах долин;
- 3) образовании водных потоков, вызванных выпадением ливней, таянием снегов, прорывом водоемов и другими причинами.

При благоприятной обстановке водные потоки увлекают в долины со склонов гор обломки горных пород и ведут к образованию грязекаменных потоков (рис. 116). Плотность образующейся при этом массы может быть весьма значительной, часто ее объемный вес достигает 1,4—1,8 т/м³, т. е. движущаяся масса фактически является потоком твердых частиц, поры которого заполнены водой и воздухом.

При значительных уклонах долины сели представляют собой катастрофу. Вот как описывает Э. М. Женжурист сель 1921 г. в г. Алма-Ата: «В 9 часов вечера послышался сильный шум. Затем со стороны гор громадная масса земли, ила, камней, снега, подгоняемая мощным потоком воды, всей своей силой обрушилась на дачные строения, находящиеся у самого подножия гор. Эти строения вместе с садами, людьми и животными были снесены. Страшный поток ворвался в город, обратив улицы в бушующие реки с крутыми берегами из домов. Слышались крики о помощи, которую почти нельзя было оказывать. Дома срывались с фундаментов и вместе с людьми уносились бурным потоком.

Селем была вынесена на площадь города масса каменного материала — около 1,5 млн. тонн... Число жертв свыше 400 человек».

Н. Ф. Колотилин разработал классификацию селей, в основу которой положены 6 признаков (табл. 20).

Таблица 20

Классификация селей

Классификационные признаки	Типы селей
1. По характеру локализации первичных очагов зарождения	а) региональные б) локальные
2. По причинам образования селя	а) ливневые б) снегового таяния в) прорыва водоема г) ледниковых обвалов
3. По мощности потока	а) катастрофические б) мощные в) средней мощности г) небольшой мощности
4. По структуре и режиму потока	а) структурные б) турбулентные
5. По консистенции и составу селевой массы	а) грязевые б) грязекаменные в) водокаменные
6. По продолжительности селя	а) большой (>6 ч) б) средней продолжительности (до 6 ч) в) кратковременный (до 2 ч)

Борьба с селевыми потоками весьма затруднительна. В настоящее время мероприятия против них сводятся к следующим: 1) профилактическим: запрещение вырубki леса и выпаса скота на селеопасных склонах и т. д.; 2) созданию системы противоселевых запруд и плотин, перегораживающих долины. Примером может служить противоселевая плотина под Алма-Атой, воздвигнутая грандиозным взрывом, произведенным в урочище Медео.

Деятельность рек

Реки представляют собой более или менее постоянные потоки, текущие в разработанном ими русле. Движущиеся массы речной воды производят многообразную геологическую работу.

В процессе размывающей и аккумулятивной деятельности реки вырабатывается определенный продольный профиль (рис. 117). Характер его зависит от

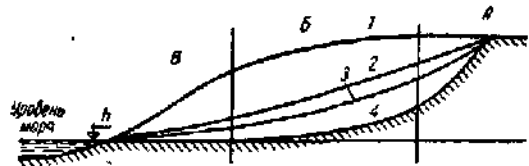


Рис. 117. Продольный профиль реки. *h* — базис эрозии; *A* — верхнее течение; *B* — среднее течение; *C* — нижнее течение;

1, 2, 3 — последовательные стадии выработки профиля реки, 4 — профиль равновесия

базиса эрозии реки, под которым понимается уровень моря или какого-либо другого бассейна, в который впадает река. Если продольный профиль реки достигает отметок базиса эрозии, то размывающая деятельность потока резко падает вплоть до полного прекращения течения воды в реке.

Помимо этого на характер профиля равновесия реки оказывают влияние рельеф бассейна, геологическая история района, тектоника, литология коренных пород и т. д.

В горных местностях верхняя часть профиля равновесия реки всегда более крутая, а нижняя часть приближается к горизонтальной (например, Кубань, Терек, Сыр-Дарья и др.). В реках этого типа в верхних скоростях воды весьма значительна, и здесь преобладают

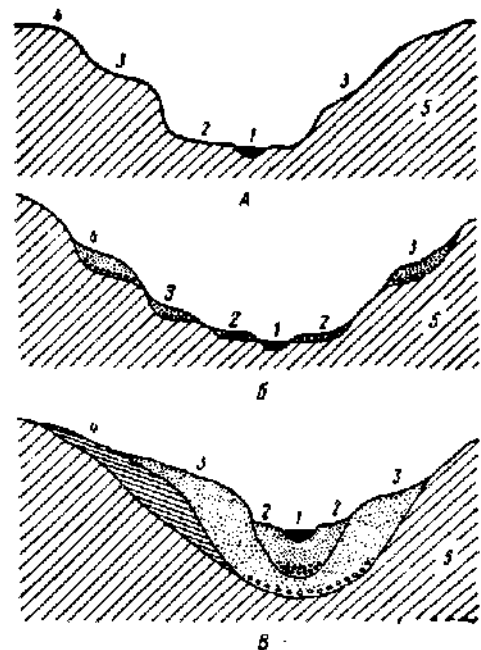


Рис. 118. Поперечный профиль долины и типы речных террас. *A* — эрозийные; *B* — докольные, или смешанные; *C* — аккумулятивные;

1 — русло, 2 — пойма, 3, 4 — надпойменные террасы, 5 — коренные породы

процессы размыва, в то время как в нижнем течении она значительно меньше, что ведет к развитию процессов аккумуляции отложений.

Равнинные реки, протекающие в древних долинах, имеют более сложный профиль равновесия.

В поперечном разрезе речной долины выделяют следующие основные элементы (рис. 118): русло реки, бе-



Рис. 119. Донный размыв пласта песчаника горной рекой

рег реки, пойменная терраса, надпойменные террасы и коренной берег долины.

Русло занимает в поперечном сечении долины сравнительно малое пространство.

Для рек характерны поперечные перемещения русла в пределах пойменной террасы. При этом образуются излучины, называемые меандрами. Иногда меандру образуют крутые петли, которые во время паводка соединяются, вызывая спрямление русла, а петля отшнуровывается от реки, образуя подковообразный водоем — старицу.

Пойменная терраса — часть долины, которая покрывается водой во время половодья. На береговом участке пойменной террасы, прилегающем к руслу, часто образуется прирусловой вал, сложенный леском. За береговым участком располагается центральная часть поймы, на поверхности которой развиты протоки, старицы, озера, старые прирусловые валы.

Надпойменные террасы при паводках не затопляются. В одних случаях они хорошо выражены в рельефе, образуя поверхности, вытянутые вдоль реки и переходящие от одного уровня к другому уступами. В других случаях они представляют слабо наклонные равнины, и их террасовое строение обнаруживается только при изучении геологического строения долины.

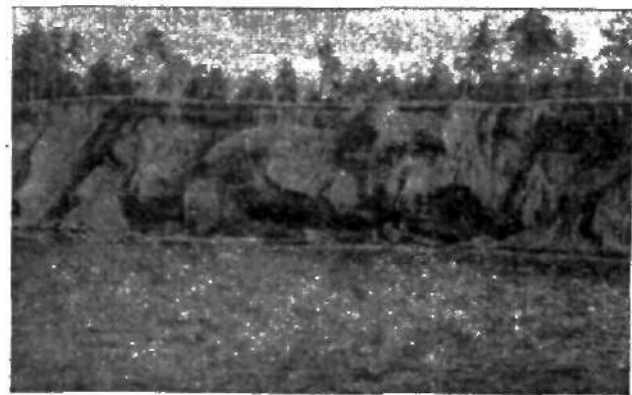


Рис. 120. Подмыв песчаных берегов Волги у г. Ульяновска (фото Г. В. Золотарева)

Различают три типа террас: эрозионные, образовавшиеся в результате размыва (рис. 118, А);

аккумулятивные, представляющие собой скопление речных отложений (рис. 118, В);

цикольные, или смешанные (рис. 118, Б).

Помимо перечисленных террас, посящих название продольных, встречаются поперечные террасы, перегораживающие долину в направлении, перпендикулярном к руслу реки. Этот вид террас образуется, если долина пересекает гряды прочных горных пород, слабо поддающихся размыву (уступы, пороги).

Главные причины образования продольных террас: 1) изменение климата — увеличение или уменьшение количества выпадающих атмосферных осадков;

2) поднятия и опускания местности, вызывающие изменение профиля равновесия реки;

3) колебания количества и состава (по крупности частиц) материала, переносимого рекой.

Геологическая деятельность реки разнообразна. Главные процессы — размыв (речная эрозия), перенос и аккумуляция осадков.

Размыв. Выработка продольного профиля равновесия реки сопровождается эрозией долины — размывом. Различается донная эрозия (рис. 119), представляю-

щая собой размыв дна, и боковая эрозия, расширяющая русло реки за счет размыва берегов (рис. 120).

Эрозийная деятельность реки тем больше, чем выше живая ее сила, определяемая формулой

$$K = \frac{mv^2}{2},$$

где m — масса воды,

v — скорость течения.

Боковая эрозия подмывает береговые склоны, что влечет за собой обвалы и оползни. Скорость размыва берегов, сложенных рыхлыми породами, может быть довольно значительной. Так, Кубань ниже г. Краснодара (в р-не ст. Пашковской) размывает высокий лессовый берег со скоростью до 20 м в год.

Ф. П. Саваренский описывает случай интенсивного размыва берега Аму-Дарьей в р-не г. Турткуль. Здесь за одну ночь берег реки вследствие подмыва переместился на 10 м, вызвав разрушение ряда домов.

Для борьбы с боковой эрозией речных берегов применяют различные меры, которые сводятся либо к укреплению берегов, либо к регулированию направления течения реки.

Перенос. Речной поток имеет хорошую транспортирующую способность. Перенос материала рекой осуществляется: 1) в растворенном виде, 2) в коллоидных растворах и 3) в виде тонких и грубых взвесей.

Транспортирование в виде химических и коллоидных растворов осуществляется при любых скоростях течения. Транспорт более крупного материала обуславливается скоростью движения воды. Величина частиц, переносимых при различных значениях скорости речного потока, показана в табл. 21.

Таблица 21

Размеры частиц, переносимых водой при разных скоростях потока

Скорость полного потока в м/сек	Размер переносимых частиц в мм
0,2	0,3
0,3	1
0,5	2
1	10
2	100

Реки переносят колоссальные массы твердого материала. Так, Волга выносит в Каспийское море в течение года 25,5 млн. т наносов, р. Янцзы в Желтое море — 2500 млн. т, р. Кубань в Азовское море — 9 млн. т.

Аккумуляция (отложение). Осадки, отлагаемые реками, носят название аллювия (лат. — намываю). Коллоидные и растворенные материалы, переносимые речной водой, в значительном количестве откладываются в соленоватых бассейнах, в которые впадают реки, где есть условия для выпадения солей из водных растворов и коагуляции в слабощелочной среде коллоидных частиц. Так, образование месторождений Таманских и Керченских бурых железняков связано с выпадением из растворов железистых солей и коллоидов, выносимых р. Кубанью в морской соленоватый бассейн.

Основная масса мелких твердых частиц выпадает в устьевых частях рек, отлагаясь в речных дельтах, которые часто далеко выдвигаются в морские заливы.

Для дельтовых частей рек характерно накопление большого количества тонко- и мелкопесчаного материала, а также пылеватых и глинистых частиц, образующих иловатые аллювиальные отложения.

В верхних течениях горных рек, где скорости потоков часто превышают 6—10 м/сек, накапливаются преимущественно валунногалечные, гравийные и крупнопесчаные отложения. При меньших скоростях отлагаются средние и мелкопесчаные осадки. В равнинных реках со спокойным течением преобладают мелко- и среднезернистые аллювиальные отложения с прослоями иловатого (пылеватого) материала. В районах, подвергавшихся оледенению, в составе речного аллювия встречаются также переложенные ледниковые песчано-галечные и песчано-гравийные отложения.

Аллювий — один из важных источников песка, гравия и гальки для строительства.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ

Общая характеристика океанов и морей

Океанические и морские бассейны занимают 70,8% всей земной поверхности. Основные массы осадочных пород, слагающие поверхность литосферы,

образовались путем накопления в морях и океанах. В морских бассейнах происходит энергичное разрушение берегов, транспортирование частиц разных размеров и процессы их отложения. Сложная и многообразная геологическая деятельность моря изучается в особом разделе науки — геологии моря.

В морских и океанических бассейнах можно выделить ряд областей, отличающихся по батиметрическому (глубинному) положению (рис. 121): а) область морского берега (от уреза воды до глубины 10—15 м); б) область шельфа (береговой отмели) до глубины 200 м; в) континентальный склон, простирающийся

до глубины 2500 м; г) батиальная область с глубинами 2500—6000 м и д) глубоководные впадины с глубинами свыше 6000 м.

Рис. 121. Гипсографическая кривая Земли. А — морской берег; Б — шельф; В — континентальный склон; Г — батиальная область; Д — глубоководные впадины

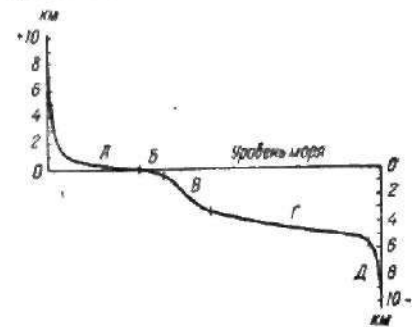


Рис. 121. Гипсографическая кривая Земли. А — морской берег; Б — шельф; В — континентальный склон; Г — батиальная область; Д — глубоководные впадины

до глубины 2500 м; г) батиальная область с глубинами 2500—6000 м и д) глубоководные впадины с глубинами свыше 6000 м.

Разрушительная работа моря

В зависимости от действующих факторов разрушительная деятельность моря может быть механической, химической и биологической. Главное значение имеет первая форма разрушительной работы моря — механическая. Она связана главным образом с работой волн, ветра и приливо-отливными движениями масс океанической воды.

Волновое движение воды носит трохондальный характер, при котором каждая ее частица совершает движения по траекториям, близким к окружностям (см. рис. 122). На мелководье в пределах абразионной (образованной морским размывом) террасы трохондальное движение переходит в наступательное, и вода с большой силой наносит удар по берегу, сила разрушения которого

увеличивается за счет твердого взвешенного материала, увлекаемого потоком. Сила удара морской волны довольно значительна. Так, у берегов Шотландии она достигает 38 т/м². В Черном море сила удара волн несколько меньше: так, в районе Сочи их наибольшая величина достигает 7,2 т/м² (рис. 123).

Сила горизонтального удара волны о вертикальную стенку может быть рассчитана по формуле:

$$P = \frac{\gamma V^2}{g},$$

где γ — плотность воды; V — скорость поступательного движения; g — ускорение силы тяжести.

При оценке разрушительной силы морского прибоя определенную роль играет размер волн.

Максимальная высота волн в разных морских бассейнах различна: в Балтийском море — 3,0 м, в Черном море — 3,8 м, в Средиземном — 5,5 м. Длина волн может достигать 600 м.

Сила удара волн может быть так велика, что они легко перебрасывают с места на место бетонные массы весом в десятки тонн. Так, в Новороссийске во время шторма были сброшены с восточного мола два груза весом около 400 т.

Постоянное воздействие волн на берега ведет к их быстрому разрушению (рис. 124). Эта разрушительная работа носит название абразии (лат. — соскабливаю). Характер и скорость ее зависят в значительной степени от геологического строения и литологии берегов. Особенно энергичному разрушению подвергаются высокие берега. Значительно меньше абразия плоских и отлогих берегов.

Скорость разрушения берегов также зависит в определенной степени от состава пород. Наиболее медленно процесс происходит на участках берегов, сложенных гранитами, диоритами, гнейсами и другими прочными по-

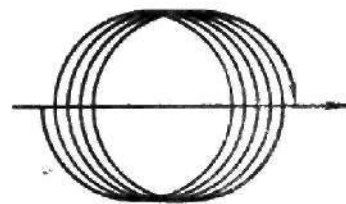


Рис. 122. Трохондальное движение частицы воды в волне

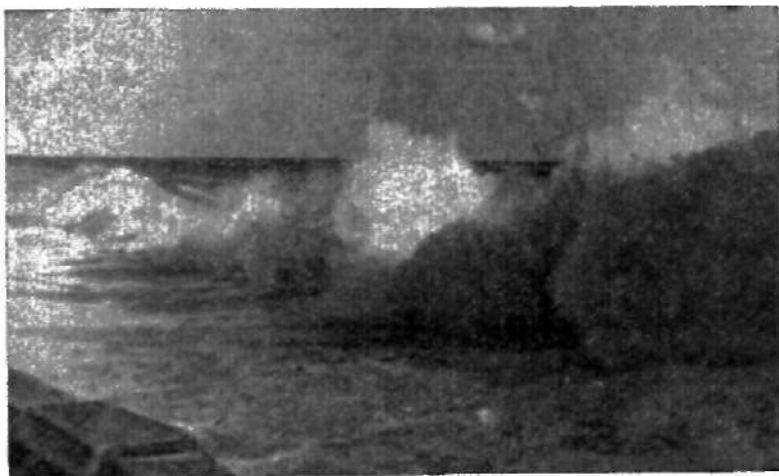


Рис. 123. Удар волны во время шторма на Черном море

родами. Быстрее разрушаются берега, сложенные рыхлыми отложениями: глинами, песками.

Значение имеет также характер залегания пород, слагающих берега. Наиболее быстро разрушаются берега, сложенные породами, падающими в сторону от моря, и менее быстро — падающими в сторону моря (см. рис. 125).

Наконец, имеет значение характер эпейрогенических движений берегового района. На опускающихся участках наступление моря на сушу всегда более интенсивно.

Разрушая постепенно берега, море наступает на сушу, образуя при этом пологую абразивную террасу, верхняя часть которой при спокойном море выступает над водой и называется пляжем.

Борьбу с размывом морских берегов проводят путем устройства железобетонных набережных, волнорезов, бун, подводных подпорных стенок и других сооружений. На рис. 126 показано комплексное укрепление берегов бунами и подпорными стенками.

Большое практическое значение имеет вопрос переработки (абразии) берегов внутренних искусственных водохранилищ, создаваемых на реках (рис. 127). Свое-



Рис. 124. Разрушение набережной морским прибоем

временное выявление ширины берега, подлежащего размыву, позволяет правильно проектировать размещение прибрежных городов и населенных пунктов.

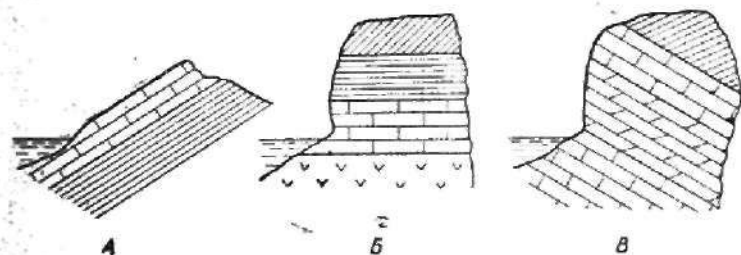


Рис. 125. Зависимость скорости разрушения берегов от их строения. А — более устойчивый; Б и В — менее устойчивые

Значительно меньшее значение в разрушительной работе моря имеют приливно-отливные движения. В Атлантическом океане приливы и отливы повторяются дважды в сутки, а в Тихом и Индийском океанах — один раз в сутки. Высота приливной волны колеблется от десятков сантиметров до 10—18 м.

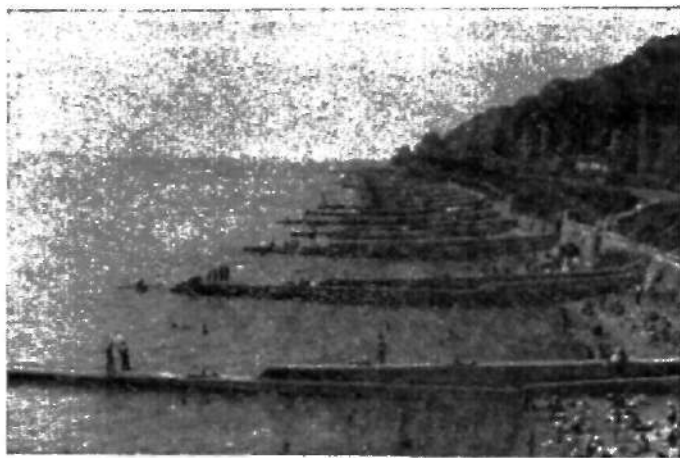


Рис. 126. Комплексное укрепление морских берегов бунами и подпорными стенками (фото Г. В. Золотарева)

В Советском Союзе наиболее значительные приливы бывают в морях Тихоокеанского бассейна. При этом самые большие приливные волны отмечаются в узких заливах и каналах. Именно там скорость приливно-отливных движений воды достигает максимальной величины и такие участки подвержены наиболее активному разрыву дна и берегов.

Помимо описанных факторов разрушительного действия моря, некоторое значение имеют морские волны, возникающие от сильных ветров или при подводных землетрясениях, так называемые цунами. В открытом море цунами мало заметны вследствие их пологости, но, приближаясь к берегам, они быстро увеличивают свою крутизну и их высота может достигать 10—30 м. Особенно часто возникают цунами в районах Тихого океана. Так, в Японии с 1687 г. зарегистрировано около 100 цунами, из которых 17 оказались катастрофическими. При подходе цунами к побережью море вначале отступает (так, на Курильских островах — до 500 м), а затем на сушу обрушиваются огромные массы воды, разрушающие побережье, здания и сооружения, находящиеся на нем.

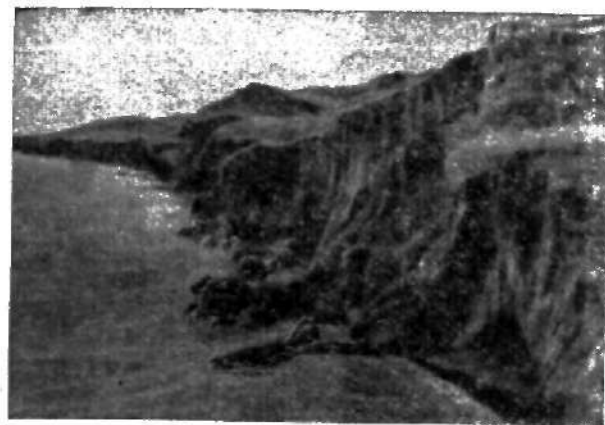


Рис. 127. Переработка глинистых берегов Куйбышевского моря (фото Г. В. Золотарева)

5 ноября 1952 г. цунами, порожденное подводным землетрясением, возникло на Тихоокеанском побережье Курильских островов. Через 30—40 мин. после подземных толчков на берег обрушились две могучие волны цунами, следующие друг за другом с разрывом в 15—20 мин. Более сильной была вторая волна, высота которой достигала 10 м. Она совершенно разрушила все постройки, расположенные на высоте ниже 10 м над уровнем океана, и унесла большую массу камней, песка и земли.

Помимо механического разрушения, морская вода может химически воздействовать на горные породы и некоторые строительные материалы. В химическом воздействии моря участвуют различные растворенные соли, в основном хлориды (NaCl , MgCl_2 , KCl), количество которых достигает 89% от всей массы солей, и сульфаты (MgSO_4 , CaSO_4 и др.), доля которых соответственно около 10%. Меньшее участие принимают карбонаты и некоторые другие соединения. В составе морской воды содержится CO_2 , количество которого составляет около 40—50 мг/л. На долю свободной углекислоты приходится 0,02—0,005%.

Определенную разрушительную работу выполняют различные организмы, населяющие морские бассейны.

Перенос и аккумуляция

Транспортирование вещества в морских бассейнах осуществляется в коллоидном и растворенном виде, а также в виде механических извесей илисто-песчаного материала. В пределах абразионной террасы более грубый материал перемещается волочением по дну.

Транспортирование материала морем частично осуществляется в процессе волновой деятельности, которая имеет особенно большое значение в передвижении обломочного материала в прибрежной зоне. Волновая деятельность, взмучивающая материал на дне, может проявляться на глубину от 50 до 400 м.

Транспортирующим фактором служат различные типы морских течений. Особенно большое значение имеют постоянные донные океанические течения, вызываемые разностью температур воды в различных широтах. Этот тип течений имеет скорость движения 1 м/сек. Сильные течения вызываются также приливами и отливами, перемещениями водных масс вследствие их различной солености и плотности воды соседних морских бассейнов, а также постоянно дующими ветрами (например, пассатами). Помимо указанных транспортирующих факторов, в переносе материала в морских бассейнах могут принимать участие ветер и лед.

В морских и океанических бассейнах благодаря перераспределению частиц, возникающему при их транспортировке водой, обломочные осадки располагаются в некоторой закономерной последовательности. Так, у берегов накапливаются грубообломочные породы: галечники, крупные пески. В зоне абразивной террасы (затапливаемой во время прилива или при нагонных ветрах) образуются скопления песка, гравия или гальки, часто вытянутые в виде гряд — береговых валов.

В зоне шельфа отлагаются средне- и мелкозернистые пески. Еще дальше от берега на континентальном склоне аккумулируются илы, состоящие из тонких обломочных частиц и глинистого материала. По мере удаления в глубь моря к обломочному материалу все более примешиваются органические продукты. На больших расстояниях от берегов накапливаются органогенные илы.

Большое место среди морских отложений занимают органогенные осадки. Многочисленные организмы, насе-

ляющие как донную часть (бентос), так и толщу воды (планктон и нектон), извлекают из морской воды для построения твердых частей своего скелета разные вещества: CaCO_3 , SiO_2 и некоторые другие. Таким способом образуются коралловые известняки, ракушечники, а также фораминиферовые, глобигериновые, диатомовые и другие органические илы.

В морских бассейнах определенную роль играют химические осадки. Преобладающий способ их образования — выпадение из морской воды в виде различных соединений. Главное место среди химических осадков морей принадлежит хлористым, сульфатным и известковым отложениям. Наиболее интенсивно они накапливаются преимущественно в зоне шельфа и мелководных заливах бассейнов, расположенных в жарком климате. Помимо указанных солей, могут накапливаться также железистые, марганцевые, кремнеземистые и некоторые другие, часть которых имеет органическое происхождение.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Общее представление о ледниках

В высокогорных районах умеренных и низких широт и в полярных областях господствуют такие климатические условия, при которых выпадающий снег частично не тает, накапливаясь большими толщами в виде снежников. С течением времени накопившийся снег под действием солнечных лучей, веса вышележащих слоев, кристаллизации водяных паров и ряда других факторов перерабатывается, превращаясь вначале в зернистый лед — фирн, а затем по мере увеличения давления — в голубой прозрачный глетчерный лед. Для образования одного кубического метра глетчерного льда необходимо накопление около 11 м³ снега.

Процесс образования глетчерного льда в горных местностях происходит выше снеговой линии, где круглый год сохраняются благоприятные условия для его аккумуляции. Высота снеговой линии в горных местностях, расположенных в различных широтах, колеблется в ши-

роком диапазоне — от поверхности океана (в Антарктиде) до 6500 м (в Андах).

Скопления снега превращаются в ледники, состоящие из глетчерного льда, главные особенности которых — способность к течению и пластичность. Ледники широко распространены на Земле, занимая до 11% ее поверхности. Главная их масса сосредоточена в полярных областях. Наибольшие площади ледники занимают в Гренландии (1,9 млн. км²) и Антарктиде (13,5 млн. км²).

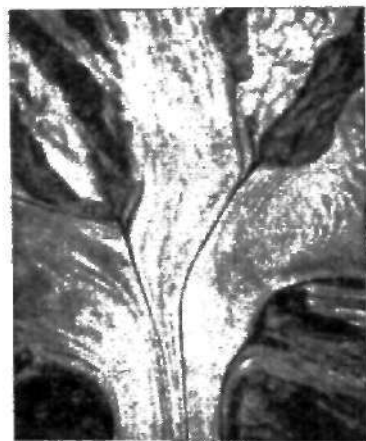


Рис. 128. Слияние трех горных ледников (аэрофото Гос. топограф. упр. Швейцарии)

Общая площадь материкового льда этих двух территорий составляет около 97% всей площади ледников на Земле. На долю горного оледенения приходится сравнительно небольшая часть всей массы ледников (около 0,5%).

Различают ледники горные, или долинные, плоскогорные (скандинавского типа) и материковые.

Горные ледники зарождаются в различных депрессиях горных склонов выше снеговой линии. Имеется ряд разновидностей этого типа. Следуя уклону, они спускаются вниз, по углублениям на

склонах гор: впадинам, ущельям и т. д. Нижняя граница ледника определяется уклонами ледниковых долин и климатическими особенностями местности. Для альпийских ледников характерны сравнительно малые скорости движения льда: от 0,02 до 4 м в сутки.

Ледники этого вида начинаются с фирновых полей и большей частью образуют разобщенные потоки. Сравнительно редко наблюдается слияние двух и еще реже трех ледников в один (рис. 128).

Плоскогорные ледники характерны для районов Скандинавии, где на столообразных горных вершинах образуются сплошные фирновые поля, из которых

во все стороны по речным долинам спускаются отдельные ледяные потоки. Этот тип ледников является промежуточным между горными и материковыми.

Материковые ледники покрывают поверхность независимо от рельефа. Лед может достигать большой мощности. Так, в Гренландии толщина льда достигает в средней части 2400 м. Лед, покрывающий Антарктиду, отличается еще большей мощностью, превосходящей в центральных частях 2500 м. Советские исследователи зарегистрировали здесь ледяные толщи, достигающие мощности на отдельных участках 4000 м.

Материковые ледники движутся от центра к периферии. Скорость движения их достигает 20—30 м в сутки.

Ученые установили, что в сравнительно недавнем геологическом прошлом некоторая часть территории СССР, Западной Европы и Америки покрывалась материковыми ледниками. В течение времени развития человека, в так называемый антропогенный период, который начался миллион лет тому назад и продолжается в настоящее время, были три ледниковые эпохи. Во время самого крупного оледенения европейской части СССР, получившего название днепровского (вторая ледниковая эпоха), ледники спустились далеко на юг по долинам рек Днепра и Дона, образовав днепровский и донской ледниковые языки (рис. 129).

Центром этих древних оледенений явились районы Скандинавии, где мощность накопившегося льда превышала 3—4 км. Отсюда льды двигались на юг, перенося массы обломочного материала, скопления которого широко используются как источник естественных строительных материалов (щебня, гравия, песка, камня).

Разрушительная и аккумулятивная деятельность льда

При своем движении ледники разрушают породы, слагающие борта и днища долин. В результате обтачивания и шлифовки льдом поверхности твердых пород образуются своеобразные формы скал с округленными поверхностями, получившие наименование «бараньи лбы».

При движении льда происходит также переработка каменного материала, попавшего внутрь ледника, при

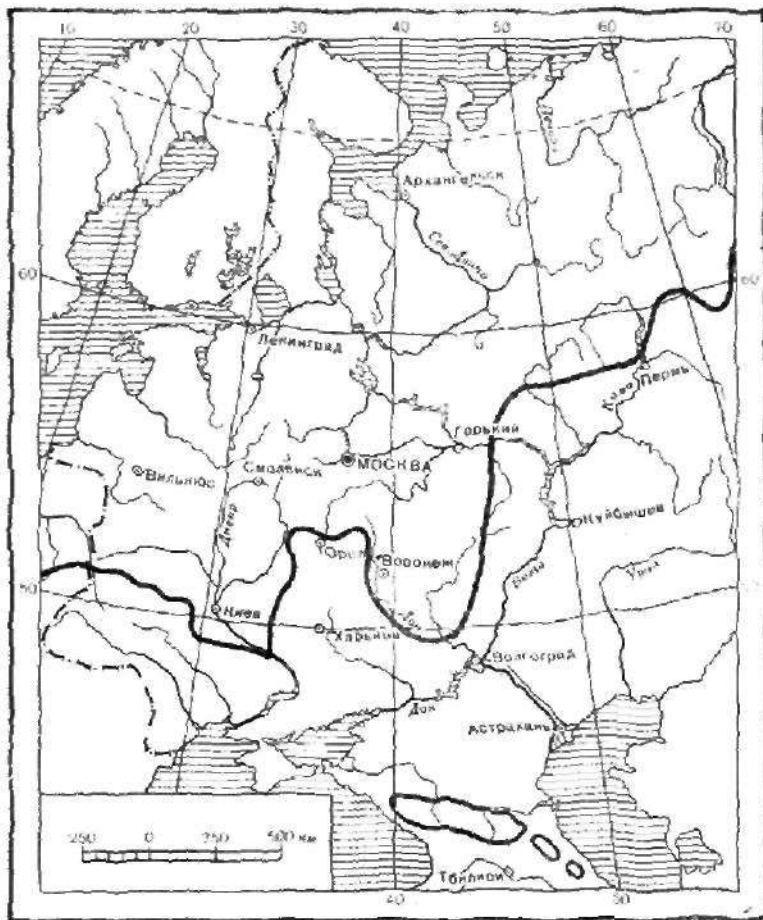


Рис. 129. Граница распространения максимального днепровского оледенения на территории европейской части СССР

этом из обломков твердых пород образуются крупные камни (валуны) разной степени окатанности. Поверхность их часто покрыта штрихами.

Долины, по которым движутся ледники, постепенно разрабатываются, принимая характерную корытообразную форму.

На поверхность ледника с горных склонов падает большое количество обломочного материала, помимо этого, часть его захватывается из боковых и донных частей

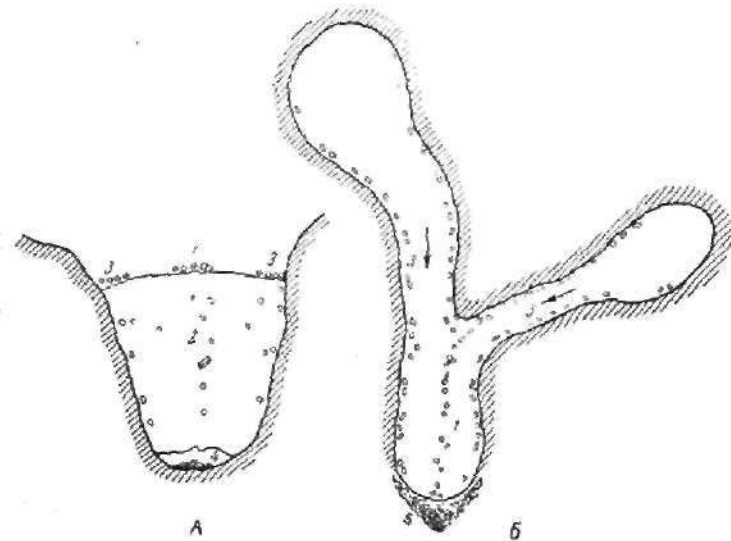


Рис. 130. Размещение морен на горном леднике. А — поперечный разрез; Б — соединение двух ледников (план).

Морены: 1 — срединная, 2 — внутренняя, 3 — боковая, 4 — донная, 5 — конечная

долины. Комплекс обломочного материала, захваченного, перенесенного и затем отложенного ледником, носит название морены. Морены различают по занимаемому ими положению: поверхностные (боковые и срединные), внутренние, донные и конечные. На рис. 130 показано размещение перечисленных видов морен.

Существование ледника тесно связано с образованием потоков талых вод, которые производят большую геологическую работу и аккумулируют определенные типы пород, носящих название флювиогляциальных

осадков. Скопления водно-ледниковых и ледниковых продуктов широко распространены в областях древнего оледенения. К главным формам этих отложений относятся:

Друмлины — холмы вытянутой формы, достигающие длины 2,5 км, они вытянуты всегда вдоль направления движения древнего ледника. Сложены друмлины валунными глинами. В их ядерной части часто содержатся скальные породы, отполированные ледниками. Их образование связано с выступами скальных пород на пути движения ледника.

Конечные морены представляют собой крайне неоднородные скопления валунов, галечников, гравия и песчано-глинистого материала, которые образуют серию гряд, состоящих из параллельно расположенных холмов. Каждая гряда соответствует стадиям отступления ледников.

Зандровые поля — песчаные флювиогляциальные скопления в периферической части ледников. Содержат гравий и иногда гальку.

Озы — удлиненные гряды (до нескольких десятков километров), вытянутые по направлению движения ледника, состоящие из песка, гравия и гальки. Их образование связано с деятельностью талых вод.

Камы — холмы высотой 5—15 м. Сложены разнообразными породами: глинами, слонстыми песками, гравием и галечником. Их образование связано с последним этапом существования ледника, когда на его поверхности возникали котловины озерного типа, в которых и накапливались разнообразные осадки.

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХРОНОЛОГИИ

АБСОЛЮТНЫЙ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

Общие сведения

Земная кора формировалась длительное время, постепенно, неодинаково в различные отрезки времени и в разнообразных физико-географических и климатических условиях.

Для человека большой научный и практический интерес представляет воссоздание геологической истории Земли. Этими вопросами занимается историческая геология.

В число задач исторической геологии входит установление возраста горных пород, изучение последовательности их образования во времени (взаимное расположение по вертикали) и распространение по площадям земной поверхности.

Абсолютный возраст горных пород

Абсолютный возраст горных пород выражается в годах. Для того чтобы определить, сколько лет данной горной породе, в настоящее время широко используется процесс радиоактивных превращений, который имеет место в некоторых химических элементах.

Процесс радиоактивных превращений происходит в направлении образования одних химических элементов из других, например, свинца из урана, аргона при радиоактивном распаде калия и т. д. Для каждого элемента этот процесс характеризуется определенной скоростью независимо от колебаний температур и давлений, магнитных и других явлений. Таким образом, радиоактивные элементы могут служить эталоном земного времени, не изменяющимся на протяжении геологической истории Земли.

Радиоактивные элементы присутствуют во всех горных породах, встречающихся на Земле. Их наибольшее количество связано с магматическими породами и выражается десятитысячными долями процента.

В настоящее время для определения абсолютного возраста Земли применяют следующие методы: свинцовый, гелиевый, аргоновый, рубидиево-стронциевый и углеродный.

Свинцовый метод. Возраст минерала или горной породы устанавливают определением количества в них свинца с атомным весом 206, который служит конечным продуктом распада урана (U^{238}). Превращение половины количества распада урана в свинец продолжается 4,52 миллиарда лет.

Уран с атомным весом 235 (актиноуран), распадаясь, образует изотоп свинца с атомным весом 207. Этот про-

цесс длится 891 миллион лет. Торий при распаде дает изотоп свинца с атомным весом 208. Период его полураспада равен 13,9 млрд. лет.

Метод применим для горных пород, содержащих урановые и ториевые минералы (уранит, торит, монацит и др.). Зная, какое количество свинца образуется из одного грамма урана в год и определяя их совместное содержание в данном минерале, можно вычислить абсолютный возраст минерала и той горной породы, в которой они находятся.

Свинцовый метод дает хорошие результаты, если минерал содержит значительное количество урана или тория и если возраст его не менее 30 миллионов лет.

Гелиевый метод дает возможность определять возраст минералов по количеству гелия, который образуется одновременно с изотопами свинца при распаде радиоактивных элементов.

Аргоновый метод используется для определения возраста калийных минералов и калийсодержащих горных пород. Он основан на том, что изотоп калия с атомным весом 40 превращается в аргон с тем же атомным весом. Аргон в отличие от гелия хорошо удерживается в минералах. Возраст минерала рассчитывают по данным определения содержания аргона и калия.

Рубидиево-стронциевый метод. Изотоп рубидия с атомным весом 87 дает изотоп стронция с тем же атомным весом, и по соотношению их количеств можно установить возраст минералов. Этот метод имеет ограниченное применение, так как минералы, обогащенные рубидием, встречаются редко, и превращение рубидия в стронций происходит очень медленно (период полураспада рубидия 60 миллиардов лет).

Углеродный метод предложен недавно и служит для определения возраста археологических деревянных предметов, старых деревьев и растительных остатков. Он основан на радиоактивном превращении изотопа углерода с атомным весом 14.

В живых тканях содержатся радиоактивный и нерадиоактивный углерод. Их соотношение остается постоянным. После гибели организма накопившийся радиоактивный углерод постепенно разрушается и через 5560 лет останется половина его первоначального количества.

Углеродный метод позволяет определить возраст организмов по костным остаткам. Его нельзя применять для объектов, возраст которых превышает 15 000—30 000 лет.

С помощью свинцового, гелиевого, аргонного, рубидиево-стронциевого методов определен возраст многих минералов и горных пород. Так, установлено, что возраст наиболее древних осадочных пород равен свыше 3 миллиардов лет. Приблизительная длительность геологических отрезков времени — периоды — приведена в геохронологической шкале (табл. 22).

Относительный возраст горных пород

Относительный возраст данной горной породы определяют по отношению к какой-либо другой породе, которая может быть одинакового с ней возраста либо моложе, либо древнее.

Основной принцип определения относительного возраста заключается в том, что при последовательном залегании слоев горных пород слои, лежащие ниже, будут

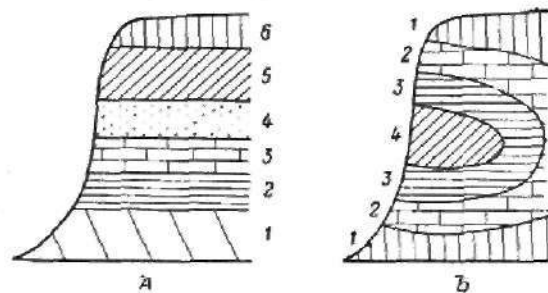


Рис. 131. Залегание слоев различного возраста. А — горизонтальное; Б — в виде складок

древнее по возрасту, чем вышележащие. Для того чтобы определить положение слоев по отношению друг к другу, используют два метода: стратиграфический и палеонтологический.

Стратиграфический метод можно проиллюстрировать рисунком 131, где в первом случае (А) показано ненарушенное, горизонтальное залегание сло-

ев. В этом случае относительный возраст устанавливается просто: каждый нижележащий слой древнее вышележащего, так как последние образовались в более позднее время и собой перекрыли нижележащие слои.

При нарушенном залегании слоев (рис. 131, Б) их последовательность изменена и относительный возраст установить трудно, а иногда просто невозможно, так как более древние отложения могут перекрывать более молодые слои. Этим методом трудно сопоставлять возраст пород на различных удаленных друг от друга участках земной поверхности.

Палеонтологический метод дает возможность определять относительный возраст горных пород в любом их залегании и независимо от места их расположения. Этот метод основан на использовании остатков растений и животных (окаменелости), которые после своей гибели захоронялись в слоях осадочных горных пород и таким образом их возраст соответствует возрасту горной породы. Зная возраст окаменелостей (организмов), можно установить возраст захоронившей их горной породы.

Под понятием «окаменелость» имеют в виду остатки животных и растительных организмов в виде раковин, целых скелетов или их частей (кости, зубы и пр.), стволов деревьев, листьев, пыльцы и т. д. Органическое вещество в этих остатках полностью замещается минеральными солями, чаще всего кальцитом или кремнеземом.

О ранее живших организмах можно судить как по находкам целых окаменелостей, так и по отпечаткам их в горных породах (листья, кора деревьев, перья птиц, следы животных и т. д.), а также по пустотам, которые сохранились на месте бывшего их захоронения.

Лучшие условия сохранения скелетных остатков организмов — морская донная среда и вечная мерзлота, где возможно сохранение даже мягких тканей животных. Так был найден хорошо сохранившийся труп мамонта.

Органическая жизнь на Земле развивалась постепенно, переходя от наиболее простых форм к наиболее совершенным, вплоть до человека. Трудными многими учеными эта история развития жизни достаточно полно изучена, установлена последовательность развития флоры и фауны, т. е. какой организм после какого жил, и таким

образом установлен относительный возраст каждого организма в сравнении с другими организмами. В слоях одинаковой древности и образовавшихся в одинаковых физико-географических условиях будут захоронены одинаковые или сходные остатки организмов (окаменелостей).

Установлено, что возраст далеко не всех организмов может быть определен. Многие организмы существовали очень длительное время и встречаются в виде окаменелостей во многих разновозрастных слоях и поэтому не могут служить надежным показателем возраста отдельных слоев горных пород.

Для точного установления относительного возраста используют организмы, которые имели небольшой, определенный срок существования, после чего вымирали и вновь не появлялись. Эти организмы называются «руководящими» ископаемыми окаменелостями. Их изучили и составили для них специальные атласы. Остатки каждого вида таких организмов встречаются только в тех слоях, которые возникли одновременно и поэтому служат надежным показателем относительного возраста осадочных горных пород. Некоторые руководящие формы ископаемых организмов приводятся на рис. 132.

Слои, даже состоящие из различных пород, но содержащие одинаковые ископаемые организмы, считают геологически одновременными и называют геологическими или стратиграфическими горизонтами.

Палеонтологический метод позволяет сопоставлять возраст пород не только одной, но и различных территорий, дает возможность систематизировать все слои горных пород земной коры в относительном хронологическом порядке, т. е. каждую породу охарактеризовать относительным возрастом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ

Изучив геологическое строение земной коры и историю развития жизни, ученые получили возможность разбить всю геологическую историю на отдельные отрезки времени и составить по данным абсолютного и относительного возраста горных пород шкалу геологического времени — геохронологическую шкалу.

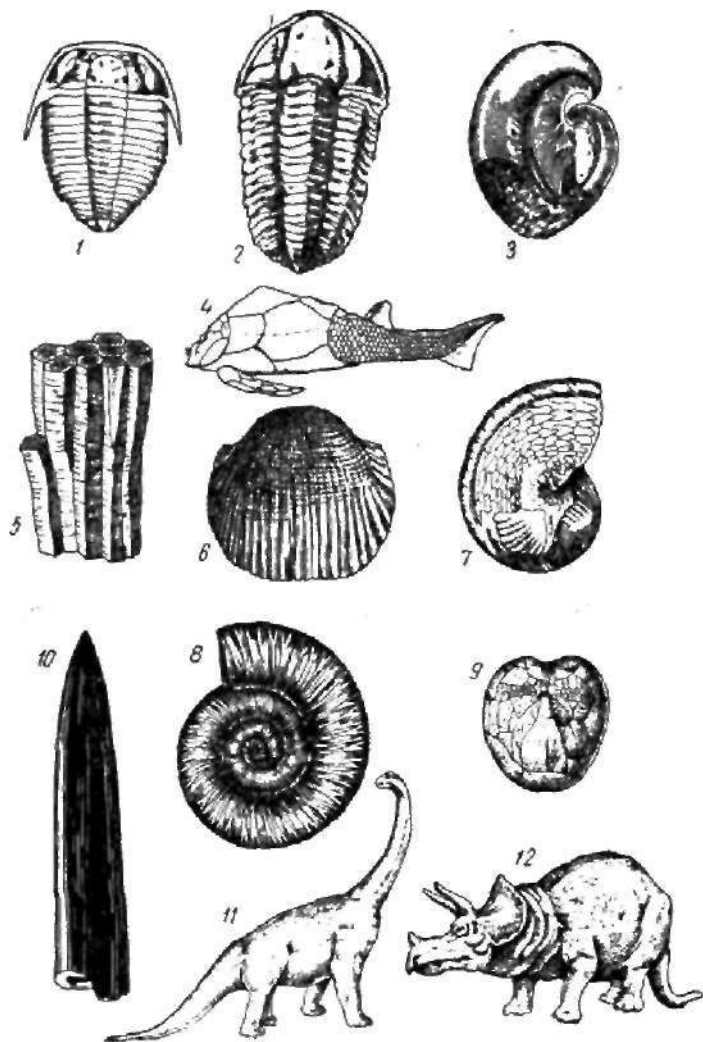


Рис. 132. Некоторые руководящие формы ископаемых:
 1 — трилобиты (кембрий), 2 — трилобиты (ордовик), 3 — брахиоподы (силур), 4 — рыбы (девон), 5 — кораллы (карбон), 6 — брахиоподы (карбон), 7 — аммониты (пермь), 8 — аммониты (юра), 9 — эхиноидеи (мел), 10 — белемниты (триас), 11 — плезиозавр (юра), 12 — трицератопс (мел)

Самый крупный отрезок времени — эра. Их насчитывают пять. Каждая эра делится на периоды, периоды — на эпохи, а эпохи — на века. В течение каждого отрезка времени образовались толщи пород. Так, в течение эры образовалась группа толщ пород, за период времени — система, в течение эпохи — отдел и в течение века — ярус.

Каждый отрезок времени и соответствующая ему толщина пород имеют свое название и обозначаются индексом (табл. 22).

Некоторые наименования отрезков времени (периодов, эпох и т. д.) были даны по названиям местностей, где впервые были обнаружены горные породы этого возраста. В отдельных случаях название дано по преобладающей в них породе, например, меловой и каменноугольный периоды.

При расчленении периода (системы) на эпохи к индексу прибавляется цифра. Например, триасовый период обозначается индексом Т. Он делится на три эпохи: нижняя (Т₁), средняя (Т₂) и верхняя (Т₃). При расчленении эпох на века к индексу добавляется еще цифровой или буквенный индекс, который располагается справа вверх. Так, индекс Сг₂^{dat} обозначает датский век (ярус) верхнемеловой эпохи (отдела).

При обозначении индекса четвертичного периода эпоха (отдел) обозначается римской цифрой, над которой ставится буквенный знак, обозначающий условия образования данной горной породы. Например, индекс Q_{III}^{al} обозначает породы четвертичного периода позднечетвертичной эпохи, относящиеся к аллювиальным речным и озерным отложениям.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Архейская и протерозойская эры

Архейская и протерозойская¹ эры часто объединяют под названием докембрий. Они наиболее древ-

¹ В последнее время верхнюю часть протерозойской эры выделяют в самостоятельную рифейскую эру.

Эры (группы)	Период (системы)	Эпохи (отделы)	Абсолютный возраст в млн. лет		Развитие жизни на Земле		
			по шкале Холмса	по советской шкале			
Кайнозойская Kz	Четвертичный Q (Антропогенный Ar)	Голоцен Q ₂	1		Появление человека и развитие современной растительности и современного животного мира.		
		Плейстоцен Q ₁					
	Третичный T _r	Неогеновый N	Плиоцен N ₃	12		Вымирание мезозойской фауны и флоры. Развитие покрытосеменных. Бурный расцвет млекопитающих. Появление современных форм организмов.	
			Миоцен N ₁	25			
			Олигоцен P _{g3}	38	45		
	Палеогеновый P _g	Палеоцен P _{g1}	58	55			
Мезозойская Mz	Меловой Cr (мел)	Верхний Cr ₂		80	Появление покрытосеменных растений и расцвет голосеменных (пальмы и хвойные). Крупные рептилии. Развитие млекопитающих и птиц. Зубатые птицы.		
		Нижний Cr ₁	127	120			
	Юрский J (юра)	Верхняя J ₃		135	Расцвет голосеменных (пальмы и хвойные). Гигантские ящеры, появление летающих ящеров и птиц.		
		Средняя J ₂		170			
		Нижняя J ₁	152				
	Триасовый T (триас)	Верхний T ₃ Средний T ₂ Нижний T ₁	182	190	Гибель палеозойской фауны. Развитие голосеменных растений (хвойные и др.) и рептилий. Появление первых млекопитающих (сумчатых), первых водных пресмыкающихся и первых костных рыб.		
Палеозойская Pz	Пермский P	Верхняя P ₃		240	Древнейшие наземные растения (псилозиты и др.) — папоротники, типичные для палеозоя. Развитие зверооподобных рептилий и пресмыкающихся.		
		Камменноугольный (карбон) C	Верхний C ₃ Средний C ₂ Нижний C ₁	255		360	Пышная наземная растительность (хвош, папоротники и др.) в виде деревьев. Расцвет амфибий, акул и пресмыкающихся. Развитие насекомых.
		Девонский D (девон)	Верхний D ₃ Средний D ₂ Нижний D ₁	313		370	Развитие хвощей и плауновых растений. Появление предков папоротников. Панцирные рыбы и первые наземные четвероногие (стегоцефалы).
	Силурийский S (силур)	Силурийский S	Верхний S ₃		420	Наземные растения, близкие к папоротникообразным. Появление первых рыб. Акулы и скаты. Водоросли.	
			Средний S ₂	350			
			Нижний S ₁				
			Ордовикский O (ордовик)	Верхний O ₃ Средний O ₂ Нижний O ₁	430		465
	Кембрийский Cm (кембрий)	Кембрийский Cm	Верхний Cm ₃	450	485	Простейшие наземные растения. Животных организмов до 1000 видов. Позвоночные отсутствуют.	
			Средний Cm ₂	520	620		
			Нижний Cm ₁				
Рифейская (рифей) R _f			500—600				
Протерозойская (протерозой) P _z	Верхний Нижний			1400			
				1900 2900 3500			
Архейская (архей) Ar	Катархей						
Возраст Земли				5000—5500	млн. лет		

ние в геологической истории Земли. В то время формировалась земная кора, шло образование первичных морей и накопление главным образом в области морских бассейнов первых толщ осадочных пород (конгломераты, песчаники и т. д.). Этот период характеризуется интенсивной вулканической деятельностью и горообразовательными процессами, которые породили древнейшие горные системы. Произошло расчленение земной коры на жесткие участки — платформы и подвижные — геосинклинали.

На территории СССР таких платформ две: Русская, занимающая большую территорию европейской части СССР, и Сибирская (в центре Сибири, к северу от оз. Байкал).

В период архея формировалась органическая жизнь, но ее остатки не сохранились. В протерозое жизнь была связана с морем (водоросли, простейшие беспозвоночные организмы).

Породы архейского и протерозойского возраста на территории СССР широко распространены в Восточной Сибири, на Кольском полуострове, в Карелии, на юге европейской части СССР (в полосе Жданов — Запорожье — Кривой Рог) и в других местах. В указанных районах эти породы имеют выходы на дневную поверхность.

Архейская группа пород представлена различными метаморфическими образованиями типа гнейсов, кварцитов, различного рода сланцев, возникших за счет метаморфизма осадочных пород. Все эти породы интенсивно дислоцированы, прорваны гранитными интрузиями и содержат эффузивы (порфириты, порфиры и др.).

Породы протерозоя аналогичны архейским, но среди них значительно больше развиты осадочные образования (в частности, известняки и песчаники).

Породы архея и протерозоя характеризуются большой плотностью и твердостью. В невыветрелом состоянии они служат хорошим основанием для самых разнообразных сооружений. В местах их выхода на дневную поверхность любое строительство может быть обеспечено каменными материалами (граниты, песчаники, кварциты и т. д.).

Она началась более 500 миллионов лет назад и продолжалась в течение 335 миллионов лет. В течение этой большой эры на земле имели место два крупных тектонических и горообразовательных этапа — каледонский и герцинский, в которые сформировались многие горные системы, например Урал, Тянь-Шань и др.

За время палеозойской эры образовались значительные толщи осадочных пород, содержащих разнообразных остатков организмов. Породы палеозоя разнообразны. На платформах — это пески, глины, песчаники, известняки, мергели и доломиты. Здесь они залегают горизонтально, больших нарушений и следов метаморфизма не имеют. Но породы этого же возраста в геосинклинальных зонах сильно изменены, среди них встречаются кристаллические сланцы, гнейсы и др.

Растительный и животный мир палеозойской эры разнообразен, по формы этой фауны и флоры более просты и резко отличаются от организмов более поздних эр, в силу чего эра получила название «палеозойской», что означает эру древней жизни. Из растений были развиты представители споровых (папоротники, хвощи и др.), и в конце эры появились хвойные. Фауна слагалась из беспозвоночных, которые впоследствии все вымерли, и позвоночных — в виде рыб, земноводных, а к концу палеозоя — наземных пресмыкающихся. В воздухе летали гигантские насекомые.

Палеозойская эра подразделяется на шесть периодов: кембрийский — К, ордовикский — О, силурийский — S, девонский — D, каменноугольный — С и пермский — Р.

Кембрийский период — К — наиболее древний в палеозойской эре. Отложения кембрия встречаются по южному берегу Финского залива, где они представлены плотными глинами, песками и песчаниками, а также в Сибири по р. Лене, в среднем течении Алдана и Май, в бассейнах Анабара, Хатанги и Оленека. В Сибири отложения кембрийского возраста достигают мощности 2000—4000 м. Среди них встречаются конгломераты, песчаники, зеленые сланцы и известняки.

Вулканические процессы в этот период были незначи-

тельные, поэтому магматические породы встречаются редко.

На поверхность земли породы кембрия выходят редко. Они могут быть использованы как строительный материал, в частности кембрийская синяя глина, выходящая на поверхность в районе Ленинграда. Она служит сырьем для кирпича, клинкера и другой керамики.

Ордовикский период — О выделен совсем недавно (в 1956 г.) из состава силурийского периода, где он ранее представлял нижнюю эпоху. Для ордовика характерен более разнообразный, чем в кембрии, органический мир. Большое развитие в морских бассейнах получили кораллы и ежи, на суше появились первые наземные животные — многоножки и скорпионы.

Отложения ордовика встречаются чаще всего совместно с кембрием, часто залегая на его размытой поверхности, и представлены в основном известняками и песчаниками.

Силурийский период — S характеризуется значительной сменой фауны, что в большой степени связано с геологическими процессами и вулканизмом.

Отложения силура широко распространены на северо-западе европейской части СССР и в Сибири — в верховьях Лены, по Ангаре и севернее Вилюя. Среди силурийских пород чаще всего наблюдаются известняки, реже доломиты и песчаники, а в Сибири, кроме этих пород, еще мергели с гипсом и различные по окраске глины. Силур богат магматическими породами (интрузии и эффузии), месторождениями различных металлов (медь, золото, свинец и др.), фосфоритами и горючими сланцами.

Для строителей наибольший практический интерес представляют известняки, доломиты, отчасти мергели и магматические породы.

Девонский период — D широко распространен на территории СССР. В европейской части девонские отложения образуют западное девонское поле (Ленинградская область, Прибалтика, север Белоруссии) и центральное девонское поле (Орловская, Курская, Воронежская области). Кроме того, породы девона встречаются на Урале и Тимане.

Девонские отложения представлены главным образом обломочными осадочными породами: красноцвет-

ными песчаниками, песками, глинами, встречаются также известняки и доломиты.

В девоне была интенсивно развита вулканическая деятельность, которая особенно сильно была выражена в районе Казахстана, Алтая и Урала. Это привело к образованию среди девонских отложений интрузивных и эффузивных тел.

На поверхность земли девонские породы выходят в пределах верхнего Днепра (известняки и песчаники), в районе северо-запада СССР (пески, глины и песчаники) и других местах. Для строительных целей в западном девонском поле известный интерес представляет известково-мергелистая толща, а в центральном поле — известняки и отчасти доломиты.

С девонскими отложениями связаны следующие полезные ископаемые: нефть, бокситы, оолитовая железная руда и маломощные отложения углей.

Каменноугольный период — C отличается от других периодов своеобразием своего органического мира и пышным его расцветом. Среди животных организмов большое развитие получили амфибии, пресмыкающиеся, насекомые, одноклеточные фораминиферы и др. Растительный мир карбона состоял из древовидных папоротников, каламитов (хвощи) и кордаитов. Почти вся суша была покрыта лесами из этой своеобразной растительности.

Особенность карбона — мягкий климат, близкий к современному тропическому. Обилие растительности в сочетании с теплым влажным климатом и болотно-лагунными условиями обусловило образование мощных залежей каменных углей.

На территории СССР породы каменноугольного периода занимают обширные пространства. Так, в Донбассе их мощность достигает более 10 км, на Южном Урале — около 4 км, в Казахстане в виде континентальной красноцветной толщи — 1,1 км, в Поволжье (Самарская Лука) — 1,2 км и т. д. Каменноугольные отложения широко развиты также в Подмосковье, в Средней Азии, Восточном Забайкалье и в нижнем течении Енисея. На рис. 133 показано геологическое строение Подмосковного бассейна.

В каменноугольном периоде происходили мощные складчатые движения (герцинский тектонический цикл)

в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. Здесь возникли горные сооружения. Уральская геосинклиналь сильно сузилась, она также была охвачена складкообразованием. Во второй половине периода на материке Гондвана (Ю. Африка, Индия и т. д.) было покровное оледенение.

Породы каменноугольного периода представлены песчаниками, конгломератами, различными известняками, песками, глинами, сланцами, каменным углем и нефтью.

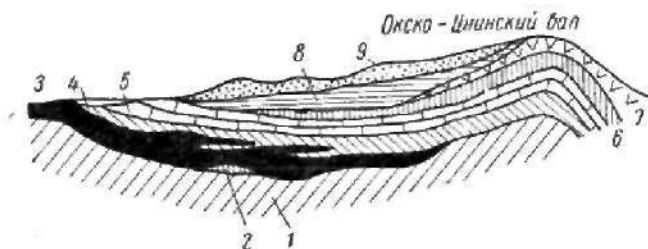


Рис. 133. Схема геологического строения Подмосковского бассейна (по А. Н. Мазаровичу):

1 — девон, 2 — известняк, 3 — угленосные толщи, 4 — морской нижний карбон, 5 — средний карбон, 6 — верхний карбон, 7 — пермь, 8 — юра, 9 — мел

Для строительных целей из карбоновых отложений наибольший интерес представляют известняки и песчаники, свойства которых довольно различны, и крупные месторождения огнеупорных глин.

Пермский период — Р завершает палеозойскую эру. Во второй половине периода (верхняя пермь) исчезает вся карбоновая фауна и ей на смену приходит новая (пресмыкающиеся, рептилии и др.). Развивается хвойная, цикадовая и гинкговая растительность. К концу перми она вытесняет флору карбона. Климат становится суше, холоднее, на приполярных пространствах развиваются ледники. Образуются пустыни.

В пермский период продолжается герцинская складчатость, продолжает формироваться Урал, вздымаются горы Алтай, Тянь-Шаня, Казахская складчатая страна и др. Процесс горообразования сопровождается интенсивной вулканической деятельностью.

Пермские отложения занимают большие территории в европейской части СССР, на Урале и в Сибири. Они представлены конгломератами, песчаниками, известняками, доломитами, глинами, мергелями и каменным углем. Большое распространение имеют химические осадки — соли и гипсы. В Сибири в пермское время большое развитие получили магматические лавы, образовавшие сибирские траппы.

Известняки и песчаники перми — хороший строительный камень. В отдельных случаях встречаются месторождения огнеупорных глин. Широко применяются соли, гипсы и доломиты.

Мезозойская эра

Она началась более 180 миллионов лет назад и продолжалась 125 миллионов лет.

В мезозойское время в ряде геосинклинальных зон проявились мощные складчатые движения и образовались горные цепи (Кордильеры Америки, Верхоянская складчатая область и т. д.). Эти тектонические движения получили название мезозойской складчатости. Климат был теплый, однообразный. Мезозой (эра средней жизни) характеризуется новым органическим миром, более высоко развитым и разнообразным. В морях большое развитие получили головоногие моллюски (аммониты, белемниты), которые стали «руководящими» организмами для подразделения мезозойских отложений, появляются первые водные пресмыкающиеся. Исключительно большое распространение получили рептилии, среди которых были формы карликовых и гигантских размеров (до 35 м по длине и 60 т весом), представители травоядных и хищников. Рептилии заселили сушу, моря и поднялись в воздух.

В мезозойское время начал формироваться современный органический мир. Появились первые примитивные млекопитающие (сумчатые) и птицы.

Флора характеризуется развитием хвойных и саговниковых. В конце эры появляются покрытосеменные растения.

Мезозойские отложения представлены в основном нормальными осадочными породами — известняками,

песчаниками, глинами, суглинками и др. Магматические и метаморфические породы в мезозое имеют подчиненное значение.

Мезозойская эра подразделяется на три периода: триасовый — Т, юрский — J и меловой — Сг.

Триасовый период — Т отличается большим развитием суши, поэтому морские отложения этого времени распространены мало. На европейской территории СССР триасовые отложения распространены в Крыму, на Кавказе, в Закаспии (конгломераты, песчаники, кремнистые известняки, сланцы), в Донбассе (континентальные красноватые породы) и в Закавказье (известняки). Значительно шире триасовые отложения распространены в Сибири (от восточного Забайкалья до Охотского моря), в восточной и северной Азии.

Триасовые породы как каменный материал имеют невысокое качество и поэтому их применение ограничено.

Юрский период — J, пришедший на смену триасовому времени, характеризуется усилением горообразовательных процессов (Кавказ, Крым и др.) и наступлением моря на континенты, которые были сушей в течение перми и триаса.

Юрский период своей флорой и фауной хорошо отражает главнейшие черты органической жизни мезозойской эры. Отложения юры на территории СССР имеют широкое распространение в европейской части, Казахстане, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири.

В европейской части СССР юрские отложения известны в Подмосковье (глины и пески), в Донбассе (глинистые сланцы, песчаники) и в Поволжье (глины, пески, конгломераты). Они залегают также на Кавказе и в Крыму (сланцы, конгломераты, песчаники, известняки). В Армении юра, помимо песчаников, содержит андезиты, базальты, туфы. В Сибири она в основном представлена морскими отложениями (песчаники, глины, известняки) и реже континентальными породами. Последние особенно развиты в Средней Азии (конгломераты, песчаники, мергели, глины и т. д.). Среди юрских пород снова большое место занимают каменные угли, дающие крупные месторождения (Ачинское, Черемховское, Сучанское и др.), горючие сланцы, нефть, фосфориты и другие полезные ископаемые.

Для строителя юрские отложения представляют большой интерес, так как дают разнообразный каменный материал и служат сырьем для строительных материалов (известняки, мергели и др.).

Меловой период — Сг отличается усилением процесса горообразования и вулканизма. В это время формировались многие горные хребты Дальнего Востока, начинается развиваться альпийская складчатость.

Первая половина периода отличалась сильным развитием суши, а вторая — наступлением моря.

На территории СССР меловые отложения располагаются на Русской равнине, в Средней Азии, в Сибири, в бассейнах Лены, Амура, Анабара и других, а также на Камчатке и Сахалине.

Среди пород мелового возраста наиболее широко распространены известняки, пески и глины. Особое место занимает белый мел, по которому исследователи дали название всему периоду. Кроме вышеуказанных пород, встречаются конгломераты, песчаники, опоки, часто каменные угли, эффузивы и их туфы.

Породы мелового возраста могут использоваться как каменный материал, например, песчаники и известняки. Из числа полезных ископаемых следует отметить мел, каменные угли, фосфориты, железные руды и др.

Кайнозойская эра

Эта эра началась более 60 миллионов лет назад и продолжается в наше время. Эра состоит из двух периодов: третичного и четвертичного.

В течение кайнозоя интенсивно проявляется альпийская складчатость, начавшаяся еще в меловой период и не закончившаяся до наших дней. Это выражается в землетрясениях, действии вулканов и формировании гор. В течение этой эры окончательно сформировались Альпы, горы Крыма и Кавказа, Копет-Даг, Памир, Тянь-Шань, Гималаи, хребты Сихотэ-Алиня, Охотского побережья и в четвертичное время — Сахалин и Камчатка.

В кайнозое возникали провалы в земной коре (грабены), образовались оз. Байкал, Мраморное и Эгейское моря. К концу неогена суша получила почти современные очертания.

Органический мир еще в конце мелового периода весьма существенно обновился и приобрел черты близкие современным. Большое развитие получили млекопитающие, птицы, костистые рыбы, моллюски. В конце неогена появился человек.

Изменился состав растительности. Полное господство перешло к покрытосеменным растениям.

Климатические условия эры характеризуются похолоданием в середине четвертичного периода и оледенением значительной части территории, после чего снова наступило потепление.

В кайнозойскую эру формировались в основном осадочные породы. Метаморфические образования встречаются редко. Вулканическая деятельность породила многочисленные интрузии и эффузии, особенно в районе Кавказа (Эльбрус, Казбек). В Армении лавовые потоки палеогенового и неогенового возраста покрывают почти всю площадь.

Третичный период — Тр делится на два отдела: палеоген — Рг и неоген — N, которые в настоящее время по своему значению приравниваются к периодам.

Палеоген — Рг. Его отложения, являясь самыми древними в кайнозое, широко развиты в пределах Русской платформы, Крыма, Кавказа, Закавказья, в Казахстане и Сибири, на Сахалине и Курильских островах. Породы палеогена весьма разнообразны. Среди них преобладают пески, глины, мергели, известняки и песчаники. На Камчатке, Сахалине и Курильских островах эти породы вмещают многочисленные эффузивы (андезиты, туфы и др.).

Палеогеновые отложения содержат бурые и отчасти каменные угли и большое количество нефтяных месторождений. Для строительных целей из палеогеновых пород наиболее интересны песчаники и известняки. Иногда встречаются небольшие месторождения каолинита и трепела. В большинстве случаев палеогеновые породы могут удовлетворять лишь местные нужды строительства.

Неоген — N. Его отложения в сравнении с палеогеном занимают меньшие площади, так как в неогене началось отступление моря, и суша по своим очертаниям приобретала современный вид. В течение неогена продолжает появляться альпийская складчатость, форми-

руются горные системы Альп, Карпат, Кавказа, Средней Азии и Восточной Сибири. Среди неогеновых образований имеют место морские и континентальные отложения: глубоководные глины, известняки, пески и конгломераты. Неогеновые породы встречаются в Крыму и на Кавказе, между Каспийским и Аральским морями, в Фергане, в Восточной Сибири.

Для строительства породы неогена имеют небольшое значение, некоторое исключение составляет известняк-ракушечник, который широко используется как стеновой материал и сырье для извести. Из полезных ископаемых наибольшее значение имеют нефть и связанные с интрузиями полиметаллы.

Четвертичный период — Q подразделяется на голоцен и плейстоцен. Он продолжается в настоящее время. В последнее время высказываются мнения о переименовании этого периода в антропогенный — Ар.

Четвертичные породы являются новейшими. Они сплошным чехлом, иногда значительной мощности, покрывают земную поверхность и представляют собой результат отложений осадков, создаваемых реками, ветром, ледниками и т. д.

В пределах суши среди четвертичных пород преобладают континентальные образования (конгломераты, пески и т. д.). Морские отложения (глинистые пески, чистые пески, глины и т. д.) имеют подчиненное значение и встречаются только в прибрежных районах Черного, Каспийского, Балтийского морей и Северного Ледовитого океана. Основная масса современных морских осадков находится на дне морей.

Магматическая деятельность в четвертичный период невелика. Из вулканических пород этого периода можно отметить только эффузивы (андезиты и базальты) Кавказа и Закавказья.

Четвертичный период характеризуется резким изменением климата. Это выразилось в оледенениях больших площадей земной поверхности, в силу чего этот период иногда называют ледниковым.

Европейская территория СССР трижды была покрыта ледником, который спускался из района Скандинавии. Эти трехкратные оледенения четвертичного периода получили названия лихвинской, днепровской и валдайской ледниковых эпох (по альпийской терминологии соответ-

ственно — миндельской, рисской и вюрмской). Ледник достиг на юге широты Днепропетровска и Волгограда, а на востоке — Урала.

Во время оледенения происходило массовое накопление продуктов геологической деятельности ледников. К ним относятся: моренный материал, представленный разнообразными обломочными породами, в том числе и валунником, флювиогляциальные отложения (пески, суглинки), а также различного типа озерные образования (пески, супеси, суглинки) и осадки древних и современных рек (галька, гравий, пески, суглинки, глины).

Во внеледниковых районах четвертичные континентальные отложения представлены исключительно продуктами геологической деятельности, перенесенными атмосферными водами и ветром. Среди них развиты аллювиальные, делювиальные и пролювиальные образования, а также эоловые (ветровые) накопления в виде лёссовых пород и песков, которые занимают значительные площади, иногда заходя в области древних оледенений.

Четвертичные отложения для строительства имеют очень большое значение, так как они чаще всего контактируют с сооружениями, являясь для них несущими основаниями, и служат источником местных строительных материалов (гравий, пески и т. д.).

В отличие от четвертичных отложений все образования других периодов, начиная с третичного и древнего, принято называть коренными породами. Этим подчеркивается, что четвертичные породы представляют собой свежие и рыхлые отложения (наносы), которые чаще всего имеют малую мощность и пестрый состав по размерам и по площади. Современные четвертичные отложения несут следы производственной деятельности человека.

В заключение необходимо отметить, что земная поверхность нигде не сохранила полного разреза, состоящего из пород начиная от кембрия до наших дней. В природе, в силу геологических процессов (движения земной коры, размыв пород водой и т. д.), разрезы всегда неполны.

Часть V

ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

ПОНЯТИЕ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Общие сведения

Воды, находящиеся в верхней части земной поверхности, носят название подземных и играют большую роль в жизни и хозяйственной деятельности человека. Прежде всего они служат одним из главных источников питьевой и технической воды, а в засушливых районах широко используются также для целей орошения. Широко применяются для лечения самых разнообразных заболеваний минеральные воды.

Для строителей подземные воды в одних случаях служат источником водоснабжения, а в других — выступают как фактор, затрудняющий строительство. Особенно сложно производство земляных и горных работ в условиях притока подземных вод, затопливающих котлованы, карьеры, траншеи и другие типы выработок. Появление подземных вод в рыхлых породах ведет к ухудшению их механических свойств. В глинистых породах насыщение водой, как правило, приводит к текучести, а в песчаных — к плавучести. В известняках, гипсах, каменной соли подземные воды вызывают растворение вещества с образованием крупных пустот. Все это показывает необходимость изучения подземных вод и мер борьбы с ними при строительстве зданий и сооружений.

Выявлением происхождения, состава, взаимодействия с горными породами подземных вод, а также законов их движения занимается наука, носящая название гидро-

геологии. Вода в условиях земной поверхности находится в постоянном движении. Испаряясь с поверхности океанов, морей и материков, она поступает в виде пара в атмосферу. При соответствующих условиях пароводяная вода конденсируется в жидкую воду, образуя облака, из которых она выпадает в виде атмосферных осадков

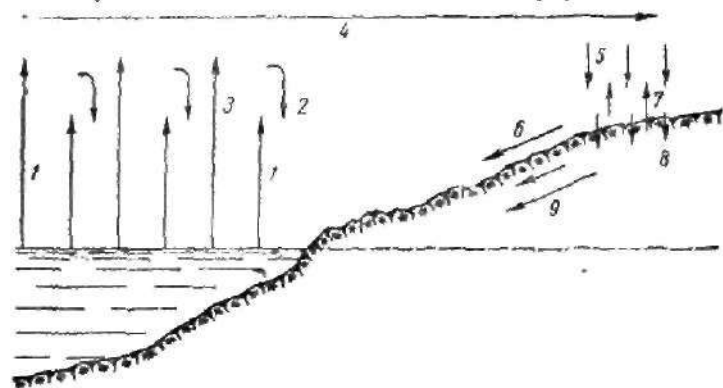


Рис. 134. Схема круговорота воды в природе:

1—2 — малый круговорот, 3—9 — большой круговорот (3 — испарение, 4 — перенос паров, 5 — осадки, 6 — поверхностный сток, 7 — испарение, 8 — проникновение в землю, 9 — подземный сток)

(дождя, снега). При этом она либо опять попадает в морские бассейны, либо падает на континенты. С континентов одна часть воды стекает в виде рек (поверхностный сток) в моря и океаны, другая часть просачивается в горные породы и при определенных условиях также попадает в моря (подземный сток). Наконец, третья часть выпавших осадков, испаряясь, возвращается обратно в атмосферу. Подобное постоянное перемещение воды на поверхности земли носит название круговорота воды в природе (рис. 134).

Пути накопления подземных вод

Вода, просачиваясь с поверхности земли, проникает в горные породы. Это движение воды носит название инфильтрации. Количество воды, инфильтрующейся с поверхности, определяется действием многих

факторов: характером рельефа, составом поверхностных пород, их фильтрационной способностью и трещиноватостью, климатом местности, деятельностью человека, состоянием растительного покрова и рядом других факторов.

По мере накопления фактов обнаружилось, что в ряде случаев инфильтрационная теория не в состоянии дать объяснение появлению подземных вод. Так, необъясним факт присутствия больших количеств подземных вод в пустынях, где осадки незначительны.

В 1877 г. немецкий ученый О. Фольгер предложил новую теорию — конденсационную, согласно которой вода в горных породах образуется в результате конденсации водяных паров, проникающих в горные породы с поверхности земли вместе с воздухом. Позднее советский ученый А. Ф. Лебедев экспериментально показал, что конденсационное образование скоплений воды в породах вполне возможно. Он установил, что в породу проникает не воздух, как предполагал Фольгер, а сами водяные пары. В конце концов было выявлено, что конденсационным путем образуется сравнительно небольшая часть подземных вод.

В последние годы было установлено, что в рыхлых породах под сооружениями вследствие колебания температур в ряде случаев возникает конденсация паров, ведущая к образованию так называемых подвешенных горизонтов подземных вод. Их появление может повлечь за собой изменение механических свойств грунтов и вызвать деформации сооружений. Конденсационный способ образования подземных вод в пустынях издавна используется арабами для создания колодцев с питьевой водой. Для этой цели на караванных путях в песчаных пустынях ими собираются кучи камней, под которыми через некоторое время появляются сконденсированные подземные воды.

В 1902 г. Э. Зюсс предложил ювенильную теорию образования подземной воды. Он считал, что газы и пары, поднимаясь из расплавленной магмы по трещинам в земной коре, могут давать начало ювенильным водам. В отличие от инфильтрирующихся поверхностных вод, поступающих сверху вниз и называемых вадозными, ювенильные воды, имея глубинное происхождение, поступают в верхние слои земной коры из ее недр.

В настоящее время можно считать установленным, что подземные воды образуются различными путями, в которых несомненно участвуют и инфильтрационные и конденсационные процессы. Немаловажное значение имеет также процесс инфиляции — поступления воды в недра Земли через крупные пустоты, щели, каналы и т. д.

ВИДЫ ВЛАГИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Виды влаги в горных породах

Вода в рыхлых горных породах встречается в трех агрегатных состояниях: парообразном, жидком и твердом. Впервые состояние и свойства воды, содержащейся в горных породах, были детально изучены А. Ф. Лебедевым. Он выделил следующие виды воды в горных породах: парообразную, в твердом состоянии, кристаллизационную и химически связанную, гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную (рис. 135).

Парообразная вода содержится в воздухе пор горных пород. Она способна перемещаться в сторону меньшей упругости пара. Парообразная вода при понижении температуры конденсируется, переходя в жидкое состояние.

Вода в твердом состоянии образуется в породах в виде льда при температуре ниже 0°C .

Кристаллизационная и химически связанная вода входит в состав минералов. Эти виды воды описаны ранее.

Гигроскопическая вода, по мнению Лебедева, представляет собой отдельные молекулы воды, удерживаемые на поверхности частиц молекулярными и электрическими силами.

Пленочная вода представляет собой тончайшие пленки, покрывающие поверхность частиц, удерживаемые молекулярными силами. Гигроскопическую и пленочную воду А. Ф. Лебедев называл молекулярной водой.

В последние годы исследования видов воды в породах, выполненные С. И. Долговым, А. П. Ребиндером,

Б. В. Дерягиным, А. Ф. Овчаренко, А. А. Роде и другими, позволили дополнить и развить теорию А. Ф. Лебедева.

В настоящее время жидкая вода в рыхлых породах делится на две большие группы: связанную (молекулярную, по Лебедеву) и свободную (гравитационную, по Лебедеву).

Связанная вода связана с поверхностью частиц, при этом силы молекулярного взаимодействия молекул воды с частицами породы превышают гравитационные.

Увеличение количества связанной воды в породах ведет к снижению их механической прочности.

К группе связанной воды относятся:

- а) кристаллизационная и химически связанная вода;
- б) прочно связанная вода: прочно связанная и рыхлосвязанная;
- в) капиллярная вода.

Поверхностно связанная вода образует на поверхности частиц породы пленки различной величины: от мономолекулярных до полимолекулярных, достигающих толщины в несколько тысяч молекул. Прочно связанная

(по Лебедеву — гигроскопическая) вода образует вокруг частиц породы полимолекулярный слой, связанный с твердой поверхностью водородной связью.

Наибольшее количество прочно связанной воды носит название максимальной гигроскопичности. Ее величина зависит от удельной поверхности частиц (суммарной поверхности частиц в единице объема) и минералогического состава.

Прочно связанная отличается от обычной воды рядом специфических свойств: так, температура ее замерза-

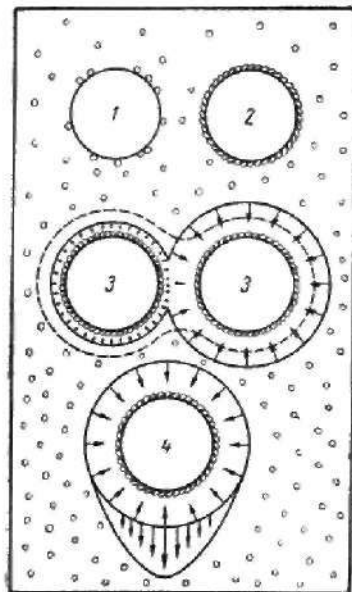


Рис. 135. Виды воды в породах (по А. Ф. Лебедеву):
1 — гигроскопическая, 2 — максимальная гигроскопическая, 3 — пленочная, 4 — гравитационная

ния — 78° С, удельный вес около 1,5, она обладает некоторыми свойствами твердых тел, в частности сопротивлением сдвигу.

Другая разновидность поверхностно связанной воды — рыхло связанная вода. Она образует сравнительно слабо связанные с поверхностью частиц пленки воды. Природа связей молекул воды в этих пленках еще недостаточно ясна. Она скорее всего имеет осмотическую природу. Рыхло связанная вода придает глинам пластические свойства.



Рис. 136. Капиллярный подъем в грунтах:
1 — грунтовая вода, 2 — зона капиллярного поднятия

Третий тип связанной воды — капиллярная вода (рис. 136). Эта вода поднимается по тонким капиллярным трубкам в результате действия сил молекулярного притяжения между водой и частицами грунта. Высота ее подъема зависит от диаметра трубки и вязкости жидкости. В песчаных и галечных породах вследствие больших размеров пор подъем воды незначителен, а в суглинках и глинах, имеющих тонкие поры, он может достигать высоты 4—6 м. Высота капиллярного подъема может быть вычислена теоретически по формуле:

$$h = \frac{2A}{Rsg}$$

где R — радиус капилляра; A — капиллярная постоянная жидкости, определяемая по высоте ее подъема в трубке радиусом 1 мм; S — плотность жидкости; g — ускорение силы тяжести.

В разных типах пород подъем капиллярной воды достигает следующих величин (в см):

песок крупнозернистый	14—18
песок мелкозернистый	80—100
супесь	160—180
суглинок	180—320
глина	до 400

В глинистых породах величина капиллярного поднятия зависит от состава коллоидно-дисперсных минералов

и катионов, содержащихся в поглощенном комплексе. При равных условиях глины, содержащие одновалентные катионы натрия, лития, калия, будут давать значительно меньшую высоту подъема капиллярной воды. В глинах, содержащих монтмориллонит, высота подъема будет меньше, чем в каолинитовых породах.

Капиллярное поднятие воды наблюдается также в строительных материалах. Если не предусмотреть гидроизоляции, то возможно проникновение капиллярных токов из пород основания в стены здания. В этом случае вода, поднимающаяся капиллярно, может испаряться, оставляя на поверхности содержащиеся в ней соли. По мере подъема новых масс капиллярной воды возникает дальнейшая кристаллизация солей во все возрастающем масштабе, что ведет к повреждению штукатурки и порче внешнего вида зданий. Помимо этого, капиллярная вода может явиться причиной сырости зданий.

Рассмотренные виды связанной воды характерны для зоны аэрации, представляющей собой поверхностную толщу пород, свободную от подземных вод. Характерная черта этой зоны — присутствие в порах пород воздуха.

Свободная вода представляет собой воду, перемещение которой обусловлено действием силы тяжести. Особенность этой воды — ее подвижность и способность к перемещению в зависимости от разности уровней (так называемого гидравлического градиента). Встречаются случаи, когда свободная вода может быть неподвижной, например, вода, заключенная в замкнутых порах пород. Частицы пород, находящиеся в свободной воде, взвешиваются, теряя в своем весе. Это явление называется гидростатическим взвешиванием.

Породы, располагающиеся в зоне, насыщенной свободной водой, теряют в весе столько, сколько весит объем воды, вытесненной ими. Объемный вес горных пород ниже уровня подземной воды определяется выражением:

$$\gamma_e = (\gamma_0 - \Delta\gamma),$$

где γ_e — объемный вес породы в воде, $г/см^3$ (или $т/м^3$);
 γ_0 — объемный вес породы при естественной влажности, $г/см^3$ (или $т/м^3$);
 $\Delta\gamma$ — объемный вес воды (около $1 т/м^3$).

Помимо этого, движение свободной воды вызывает гидродинамическое давление, которое представляет собой равнодействующую сил давления движущейся воды на твердые частицы породы.

Свойства горных пород и вода

Все горные породы по отношению к воде могут быть разделены на две большие группы: водоупорные и водопроницаемые.

К первым относятся глины и массивные породы (базальт, диорит, кварцит и т. д.). Они практически не проводят воду, хотя и могут обладать слабой проницаемостью для воды.

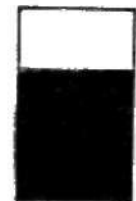


Рис. 137. Соотношение твердой части (1) и пор (2) в рыхлой породе

Водопроницаемые породы способны проводить воду. К ним относятся пески, супеси, суглинки, трещиноватые массивные породы.

Движение воды зависит от характера пористости горных пород и присутствия в них трещин и более крупных полостей (пещер, каналов и т. д.). Для определения общей пористости породы — n , под которой понимают отношение объема пор к объему всего образца (рис. 137), предварительно определяют удельный и объемный веса, а также естественную влажность.

Исходные расчетные данные представляют собой следующие физические свойства пород:

удельный вес (γ_y) — вес единицы объема сухой породы при плотном сложении твердых частиц (без пор);

объемный вес (γ_0) — вес единицы объема породы с порами и естественной влажностью;

естественная влажность (W) — отношение весового количества влаги в породе к весу сухого образца

$$W = \frac{g_1}{g_2} \cdot 100\%,$$

где W — естественная влажность, выраженная в %;

g_1 — вес влаги в породе, определяемый по разности веса образца влажного и высушенного при 105°C ;

g_2 — вес сухого образца.

Зная значения γ_0 и W , можно рассчитать объемный вес скелета (твердой части породы):

$$\gamma_{ск} = \frac{\gamma_0}{1 + 0,01W},$$

где $\gamma_{ск}$ — объемный вес скелета породы.

Пористость породы (n) определяется по формуле:

$$n = \left(1 - \frac{\gamma_{ск}}{\gamma}\right) \cdot 100\%.$$

В практике пористость часто выражается коэффициентом пористости (ϵ), представляющим отношение объема пор к объему твердой части породы (рис. 137).

Если известна величина пористости, можно вычислить значение ϵ (выражаемое в долях единицы):

$$\epsilon = \frac{n}{100 - n}.$$

Пористость породы предопределяет многие ее свойства: сжимаемость под действием нагрузок, способность проводить воду и некоторые другие. Для песков порис-

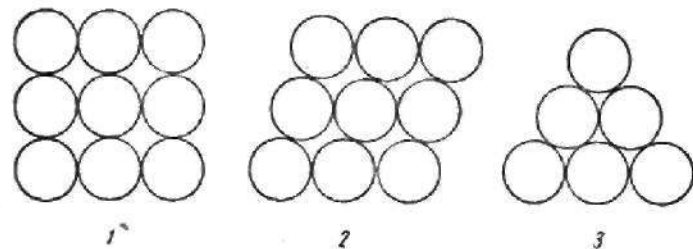


Рис. 138. Зависимость плотности песка от укладки зерен: 1 — рыхлая, 2 — среднеплотная, 3 — плотная

тость в значительной мере зависит от размера, формы и взаиморасположения частиц. Если представить идеальную модель песка, в которой частицы имеют правильную форму шара, то возможны три случая их укладки: рыхлая, среднеплотная и наиболее плотная (рис. 138). При рыхлой укладке максимальный объем пористости будет равным 47,6%, а при плотной — 26,2%. В природных

условиях пески в зависимости от плотности, размера частиц и формы имеют пористость от 30 до 45%. Рыхлые пески Каракумов золотого происхождения и, по данным С. С. Морозова, имеют пористость от 47 до 50%. В. С. Охотин установил, что чем меньше размер частиц кварца и ортоклаза, тем больше пористость. Так, кварцевые частицы размером от 2 до 1 мм дают пористость в плотном состоянии 37,9%, а при размере от 0,25 до 0,1—44,8%. Меньшая пористость (17—25%) присуща галечнику, в котором поры часто заполнены песком. Необходимо учитывать, что почти вся пористость в песках и галечниках является водопроницающей.

Пористость глинистых пород значительно более сложная. Можно выделить следующие ее типы.

Ультрамикropористость (тип А) с размером пор менее 1 мк. К этому типу пор относятся тончайшие поры в ультрамикроструктурах, а также пространства между глинистыми частицами. Главная особенность ультрамикropор в природных условиях — то, что они заполнены связанной водой и поэтому при кратковременном приложении небольших давлений (обычных в строительной практике) не изменяются. Однако они играют большую роль в геологических процессах.

Межчастичная пористость (тип Б) с размером пор 1—100 мк. Величина пор этого типа определяется пределами, в которых происходят капиллярные перемещения влаги. Эта пористость играет важную роль в процессах движения воды, деформации пород под давлением и т. д.

Крупная пористость (тип В) с размером пор более 100 мк. Она служит главным путем движения гравитационной воды и наиболее сильно деформируется под действием давления.

Помимо указанного разделения пор по величине, в некоторых случаях выделяют морфологические типы пор, отличающиеся теми или иными своеобразными формами (например, микropоры — трубчатые каналы, развитые в лёссах).

Взаимоотношение пор различных типов зависит от гранулометрического состава (крупности) частиц и структуры породы. В глинах с общей пористостью до 50—56% почти все поры относятся к типу А и поэтому практически свободную воду не проводят. Можно гово-

рить только о слабой водопроницаемости глин, главным образом связанной с движением капиллярной и пленочной воды.

Суглинки обладают более высокой межчастичной пористостью и способны к проведению свободной воды. Довольно хорошо проводят воду лёссовые породы, отличающиеся высокой межчастичной пористостью (до 36%),

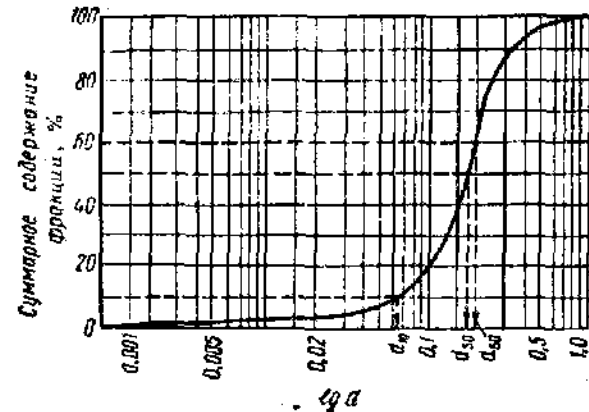


Рис. 139. Кривая гранулометрического состава

а также содержащие макropоры и крупные пустоты. Присутствие различных типов пор в глинистых породах нарушает связь между величиной общей пористости (n) и степенью водопроницаемости.

Одним из факторов, определяющих структурные особенности пород, а вместе с тем и их водные свойства, является гранулометрический состав. Чем больше в породах содержится глинистых частиц, тем ниже их водопроницаемость и выше способность к удержанию воды.

При оценке водопроницающей способности пород по данным гранулометрического анализа строится кривая гранулометрического состава, показанная на рис. 139. Для ее построения по оси ординат откладывается процентное содержание частиц, а по оси абсцисс — диаметр частиц. Если в составе пород содержатся частицы диаметром менее 0,10 мк, на оси абсцисс откладываются не

значения диаметров, а их логарифмы, для которых и подбирается соответствующий масштаб.

По кривой гранулометрического состава можно определить так называемый эффективный, или действующий диаметр d_{10} , соответствующий диаметру частиц, содержание которых в породе составляет менее 10%. Пользуясь кривой, можно также находить значение среднего диаметра d_{50} , величина которого используется для расчетов намыва песка в дамбы, насыпи, плотины и другие сооружения.

Для оценки степени разнородности гранулометрического состава пород, влияющего на их фильтрационную способность, определяют коэффициент неоднородности. Его вычисляют по формуле:

$$K_n = \frac{d_{80}}{d_{10}},$$

где d_{80} — диаметр частиц, содержащихся в породе в количестве менее 60%.

Если значение K_n превышает 5, то это показывает, что такая порода плохо отсортирована и неоднородна. Способ определения d_{10} , d_{50} , d_{80} показан на рис. 139.

Влагоемкостью пород называется способность их впитывать и удерживать воду. Различают максимальную гигроскопическую, максимальную молекулярную, капиллярную и полную влагоемкости.

Максимальная гигроскопическая влагоемкость (W_h) представляет собой наибольшее количество воды, удерживаемое породой при полном насыщении воздуха водяными парами. Величина W_h для различных рыхлых пород колеблется от 0,2 до 20%.

Максимальная молекулярная влагоемкость (W_m) определяет наибольшее количество воды, находящейся в породе в молекулярно связанном состоянии. Ее величина для песков колеблется от 1 до 4%, для супесей — от 4 до 8%, для суглинков — от 12 до 20%, для глин — более 30%.

Капиллярная влагоемкость (W_k) представляет собой наибольшее количество воды, удерживаемое в породе в капиллярном и связанном состояниях.

Полная влагоемкость (W_n) — наибольшее количество воды, которое способна принимать порода при

полном насыщении ее пор. Ее величина колеблется от 26 до 45% и более.

Водонасыщенные породы способны часть воды отдавать в результате постепенного вытекания свободной воды, а часть ее удерживать молекулярными и капиллярными силами. Величина выделяемой свободной воды (W_b) носит название водоотдачи. Она определяется как разность между полной влагоемкостью и молекулярной, выраженная в процентах.

$$W_b = W_n - W_m.$$

Наибольшая водоотдача у песков и супесей, в которых величина W_b колеблется от 25 до 43%. В глинах она близка к нулю.

Количество воды, содержащейся в породах в природных условиях, определяется величиной естественной влажности (W), о которой уже говорилось в начале настоящего раздела.

Различают весовую и объемную влажности. Первая представляет собой известную уже величину W , а вторая позволяет сопоставлять влажность с пористостью. Определяется она по формуле:

$$V = W \cdot \gamma_{ск},$$

где V — влажность в объемных единицах;

W — естественная влажность в весовых единицах;

$\gamma_{ск}$ — объемный вес скелета.

Часто бывает необходимо определить степень заполнения пор породы водой. Для этого расчетом устанавливается степень влажности (K_b):

$$K_b = \frac{W \cdot \gamma_y}{\epsilon \cdot \Delta_n},$$

где K_b — степень влажности, изменяющаяся от 0 до 1,0;

γ_y — удельный вес грунта;

ϵ — коэффициент пористости грунта;

Δ_n — удельный вес воды, принимаемой при практических расчетах = 1,0 т/м³.

При значении степени влажности от 0 до 0,5 породы маловлажны, при величине K_b от 0,5 до 0,8 — очень влажные, а при величине более 0,8 — насыщены водой.

Важное свойство пород — их водопроницаемость. Она характеризуется значением коэффициента фильтрации, который рассматривается в следующих главах.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Типы подземных вод

Подземные воды разнообразны по условиям распространения, химическому составу, физическим свойствам, поэтому не случайно, что до настоящего времени единая классификация их отсутствует. Были предложены десятки классификаций, основанных на различных принципах.

Для инженерных целей широкое распространение получила классификация подземных вод, разработанная акад. Ф. П. Саваренским. В основу своей классификации он положил два фактора: а) гидравлический характер подземной воды и б) условия ее залегания в земной коре.

Для инженерно-гидрогеологических целей можно пользоваться несколько измененной классификацией Г. В. Богомолова, в основу которой положены те же принципы, что и в классификацию Ф. П. Саваренского. В ней выделяются следующие основные типы подземных вод:

А — воды безнапорные: а) верховодка, б) грунтовые воды, в) межпластовые;

Б — воды напорные: г) артезианские;

Помимо перечисленных главных типов, существует ряд своеобразных видов подземных вод, приближающихся к тем или иным выделенным основным разновидностям. К ним относятся: а) трещинные и карстовые воды, б) минеральные воды и некоторые другие.

Верховодка

Этот вид безнапорной воды отличается незначительным распространением, малой мощностью и часто сезонностью существования. Образуется верховодка на

небольшой глубине над случайными водоупорами, в качестве которых могут быть уплотненный и насыщенный карбонатами горизонт С черноземных, каштановых и некоторых других почв, линзы суглинков или глин. Примером верховодки служат образующиеся в апреле — июне на водоразделах степной полосы временные водоносные горизонты, залегающие в почвах над уплотненным карбонатным горизонтом. Эти горизонты в июле — августе исчезают вследствие испарения и инфильтрации воды в более глубокие слои. Такие же временные скопления воды после дождей, снеготаяния накапливаются под иллювиальными горизонтами подзолистых почв.

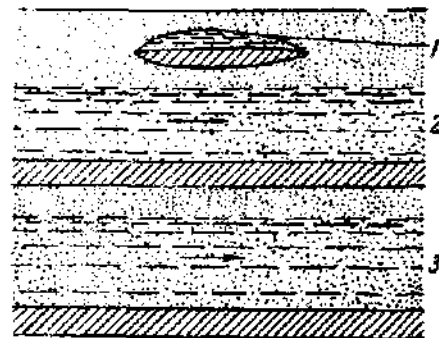


Рис. 140. Схема залегания безнапорных подземных вод:
1 — верховодка, 2 — грунтовая вода, 3 — межпластовые воды

Верховодка часто образуется на промышленных площадках и в пределах жилых кварталов городов вследствие течи различных водонесущих устройств (водопровода, канализации, бассейнов и т. д.). Характер залегания верховодки показан на рис. 140.

Грунтовые воды

Эти воды представляют собой постоянный во времени и значительный по площади распространения горизонт подземной воды, залегающий на первом водоупорном (считая от поверхности) слое (рис. 140). Глубина залегания грунтовых вод сравнительно невелика и обычно колеблется от 1—2 до 20—50 м. Главные характерные особенности грунтовых вод следующие:

а) поверхность их свободная, т. е. она не ограничена сверху водоупорным слоем. Это обусловлено отсутствием напорности в этих водах;

б) территория, на которой происходит питание этого горизонта, приближается к площади его распространения;

в) питание грунтовых вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков, поступления воды из поверхностных водоемов и рек, а также конденсации паров;

г) грунтовые воды, как правило, образуют потоки, которые направлены в сторону общего уклона водоупора.

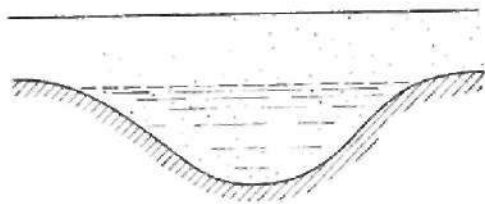


Рис. 141. Грунтовый бассейн

В отдельных случаях могут образоваться грунтовые бассейны (рис. 141);

д) горизонт грунтовой воды открыт для проникновения в него поверхностных вод, что часто приводит к значительной загрязненности его различными вредными примесями;

е) грунтовые воды, как правило, связаны гидравлически с реками, озерами и другими поверхностными водами;

ж) этот тип подземных вод при выходе в стенках оврагов, балок и других депрессий образует нисходящие, свободно изливающиеся источники.

Грунтовые воды имеют особое значение для строителей. В практике чаще всего приходится бороться с притоком в котлованы, траншеи и карьеры именно этого типа подземных вод.

Межпластовые воды отличаются от грунтовых тем, что залегают между двух водоупорных пластов, не заполняя при этом полностью всей мощности водовмещающего пласта (рис. 140). Их характерные черты в основном сходны. Некоторое отличие имеется лишь в условиях питания, а также в степени загрязненности межпластовых вод, закрытых от прямого попадания поверхностных вод верхним водоупорным слоем.

Напорные (артезианские) воды

Артезианские воды, в отличие от рассмотренных типов подземных вод, имеют напоры. При вскрытии скважинами этого горизонта вода поднимается значительно выше кровли водоносного пласта, а в некоторых случаях даже фонтанирует. Линия, соединяющая отметки установившегося напорного уровня в скважинах, образует пьезометрический уровень артезианских вод. Возникновение напора обуславливается особыми

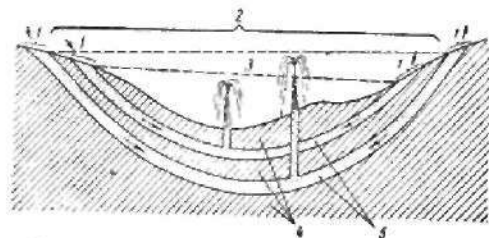


Рис. 142. Схема артезианского бассейна:

1 — области питания, 2 — область распространения, 3 — пьезометрический уровень, 4 — водоупорные слои, 5 — водоносные слои

условиями расположения в пространстве этого типа подземных вод. Наиболее часто оно определяется синклиналиеобразной формой залегания пластов, среди которых чередуются прослойки песка и глины (рис. 142).

Характерные черты артезианских вод — их способность образовывать восходящие источники, несовпадение области питания с областью распространения, малая загрязненность и некоторые другие.

На обширной территории, имеющей синклиналиеобразное строение, может образовываться один или несколько напорных горизонтов, расположенных в несколько этажей, разделенных водоупорными слоями. В этом случае говорят об артезианских бассейнах. Подобные артезианские бассейны — важнейшие источники питьевой и технической воды. Широкой известностью пользуется Подмосковский артезианский бассейн, имеющий ряд напорных горизонтов, из которых некоторые дают сильно минерализованную, а другие пресную воду.

Из других крупных бассейнов напорных вод необходимо отметить Днепровско-Донецкий, Прикубанский, Чу-Таласский (Казахская ССР) и многие другие.

В трещинах массивных пород также могут накапливаться подземные воды, в одних случаях имеющие единую гидравлическую систему, в других — образующие группу разобщенных горизонтов. Подземные воды этого типа носят название трещинных. В зависимости от характера системы трещин, разбивающих породы, эти воды могут иметь напор или свободную поверхность.

Приближаются к трещинным водам так называемые карстовые воды, циркулирующие по каналам, трещинам, пустотам, образовавшимся в известняках или гипсах в результате растворения их водой. В большей части случаев карстовые воды гидравлически связаны с трещинными. Иногда в качестве карстовых подземных вод выступают целые реки, вливающиеся в подземные карстовые пустоты. Карстовые воды широко распространены в ряде районов Советского Союза (Крым, западное Приуралье и другие места).

Большое значение имеют минеральные воды, отличающиеся высоким содержанием различных растворенных солей. Среди последних наибольшее значение имеют сульфаты, хлориды, бикарбонаты. Помимо этого, минеральные воды могут содержать также газообразные компоненты: углекислый газ, азот, сероводород и некоторые другие. Источники минеральных вод могут быть холодными (до 20° С), теплыми (до 40° С), горячими (более 40° С).

Высокими лечебными свойствами отличаются воды, содержащие радиоактивные вещества (радиевые). По условиям залегания и напорности минеральные воды могут относиться к различным типам. Встречаются среди них как безнапорные, так и напорные воды.

ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ И ПОВЕРХНОСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

При изучении грунтовых вод большое практическое значение имеет глубина их залегания. Она определяет характер взаимодействия сооружения с подземными водами, необходимость и величину водопонижения при производстве земляных работ и т. д. Глубина зале-

гания воды измеряется либо в относительных величинах, представляющих собой глубину расположения уровня от поверхности земли, либо в абсолютных — определяющих положение уровней поверхности грунтовой воды над уровнем моря.

Практически вначале измеряют относительную глубину грунтовой воды, а затем ее пересчитывают в абсолютные отметки. Замеры глубины залегания грунтовой воды осуществляют разными методами:

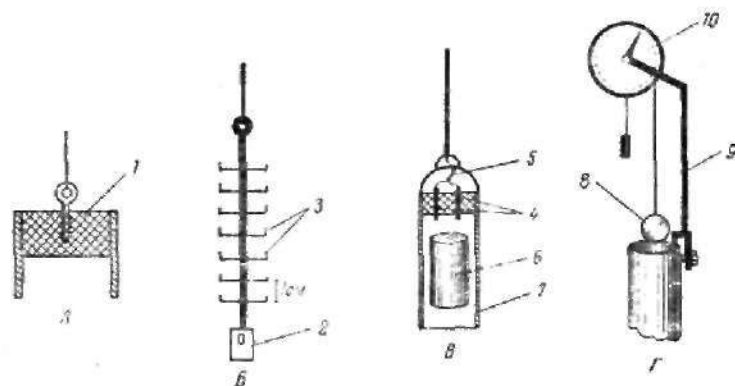


Рис. 143. Схема уровнеизмерителей: А — хлопущика; Б — тарелочный; В — А. Ф. Соколовского; Г — Е. В. Симонова.

1 — проба, 2 — свисток, 3 — тарелка, 4 — электроды, 5 — шнур, 6 — полый металлический поплавок, 7 — полый цилиндр, 8 — поплавок, 9 — стойка, 10 — измеритель.

а) непосредственным измерением рейками, выполняемым при небольшой глубине залегания;

б) с помощью хлопущики — отрезка трубы, опускаемого в скважину на шнуре. Достижение уровня воды определяется по возникновению характерных хлопающих звуков. Длина выпущенного шнура после этого измеряется. Ее величина и определяет глубину залегания воды;

в) аналогичными хлопущике приспособлениями, подвешиваемыми на специальном шнуре: свистками, поплавками, специальными уровнеизмерителями (рис. 143);

г) более сложными по конструкции уровнеизмерителями (Е. В. Симонова, А. Ф. Соколовского и др.), в которых момент достижения уровня воды фиксируется замыканием электрической цепи (см. рис. 143).

Для длительных измерений используют различные автоматические регистрирующие приборы, основанные на применении поплавковых приспособлений, снабженных самопишущими устройствами.

Абсолютная глубина залегания уровня грунтовой воды, измеренная в скважинах, расположенных на какой-либо территории, может быть различной. Это свидетельствует о том, что поверхность грунтовых вод имеет сложный характер, определяющийся рельефом водоупорного

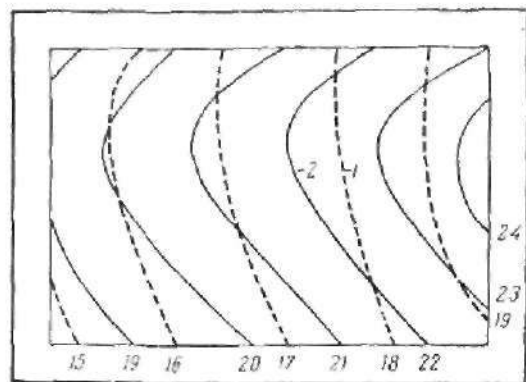


Рис. 144. Карта гидроизогипс:
1 — гидроизогипсы, 2 — горизонтали

пласта, изменением фильтрующей способности пород на данной территории, условиями питания, связью с поверхностными водоемами и реками, деятельностью человека и другими факторами.

Для выявления характера поверхности грунтовых вод, по данным единовременного замера абсолютных отметок уровней в скважинах и шурфах, строится карта гидроизогипс (рис. 144). Гидроизогипсы — это линии, соединяющие точки с равными абсолютными отметками зеркала грунтовых вод. Положение на карте точек, отвечающих соответствующим гидроизогипсам, находят с помощью простой линейной интерполяции. Карта изогипс позволяет решать следующие задачи:

1. Находить наиболее благоприятное в гидрогеологическом отношении расположение сооружений или карье-

ров. Для этой цели выбирают участки с глубоким залеганием поверхности грунтовых вод.

2. Устанавливать направление и уклон потока грунтовых вод в любой части поверхности карты. Направление

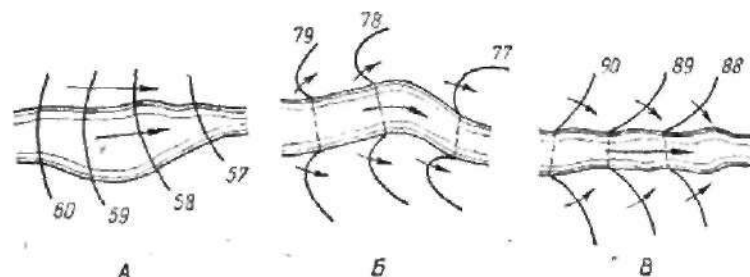


Рис. 145. Положение гидроизогипс при различных соотношениях грунтовых вод с рекой. А — связь с рекой отсутствует; Б — река питает грунтовые воды; В — грунтовые воды питают реку

потока в любой точке будет определяться как перпендикуляр к гидроизогипсе, направленный в сторону меньших отметок.

3. Выявлять соотношение грунтовых вод с поверхностными водосемами и реками (рис. 145).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И АГРЕССИВНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Понятие о химическом составе подземных вод

В состав подземных вод входят различные растворенные соли, а также газообразные компоненты. Обнаружено более 45 элементов, находящихся в растворах в виде различных ионов. Наибольшее значение имеют анионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} и катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ . Из растворенных газов в составе подземных вод чаще всего встречаются кислород, углекислота и водород.

Именно эти ионы определяют многие свойства воды, среди которых важнейшими являются жесткость, щелочность, соленость, агрессивность по отношению к различным строительным материалам.

Одна из важнейших характеристик химического состава подземных вод — концентрация водородных ионов. Как правило, для ее выражения пользуются показателем рН, представляющим собой логарифм количества ионов водорода, выраженных в грамм-эквивалентах на 1 л воды и взятых с обратным знаком:

$$pH = - \lg [H^+]$$

При нейтральной реакции в воде количество водородных гидроксильных ионов (ОН) — одинаково и равно 10^{-7} . Соответственно $pH=7$. При значении рН больше 7 преобладают гидроксильные ионы и реакция воды щелочная. Если рН меньше 7, в растворе в большем количестве содержатся водородные ионы и соответственно реакция среды кислая.

Общее содержание в воде растворенных солей определяется величиной плотного остатка, получаемого путем выпаривания воды при температуре $105^{\circ}C$.

Величина плотного остатка позволяет разделить подземные воды на три группы:

Плотный остаток, мг/л

Пресные	меньше 1000
Соленые	1000—30 000
Рассолы	более 30 000

Для практических целей необходимо оценивать жесткость воды, которая внешне проявляется в способности давать накипь в котлах, плохо мылится и т. д. Обуславливается жесткость присутствием в воде главным образом углекислоты, сернокислых и хлористых солей кальция и магния. Различают общую, постоянную и временную жесткости.

Временной, или карбонатной, жесткостью называется часть общей жесткости, определяемая присутствием бикарбонатов и устраняемая путем кипячения. Постоянная жесткость возникает вследствие присутствия сернокислых и хлористых солей и при кипячении не устраняется. Общая жесткость складывается из суммы постоянной и временной жесткостей. Раньше жесткость характеризовалась градусами. Один градус жесткости соответствовал содержанию 10 мг СаО в литре воды.

В настоящее время за единицу жесткости принято содержание иона кальция равное 20,04 мг (1 мг-экв Ca^{2+}) или иона магния 12,16 мг (1 мг-экв Mg^{2+}) на 1 л воды.

Подземные воды по жесткости делятся на следующие типы:

Мягкая вода	содержит менее 4 мг-экв/л
Средняя по жесткости вода	содержит 4—8 мг-экв/л
Жесткая вода	содержит 8—12 мг-экв/л
Очень жесткая	содержит более 12 мг-экв/л

Пригодна для питья вода, обладающая жесткостью в интервале от 2,5 до 11 мг-экв.

Для решения ряда важных практических вопросов необходимо знать химический состав подземных вод. Для этого выполняют ее химический анализ. Получаемые результаты выражают в ионной форме, показывая состав катионов и анионов, выраженный в миллиграммах на литр. Содержание ионов может также выражаться в миллиграмм-эквивалентах. Для пересчета состава воды в эту форму выражения необходимо содержание в миллиграммах на литр каждого элемента разделить на эквивалентный вес данного иона (т. е. на атомный вес, деленный на валентность иона):

$$P_s = m \cdot \frac{n}{b}$$

где P_s — содержание иона, мг-экв;
 m — содержание иона в мг/л;
 n — атомный вес иона;
 b — валентность.

Агрессивное действие подземных вод на бетон

Подземные воды могут содержать некоторые соединения, оказывающие агрессивное воздействие на цементы. Поэтому при проектировании бетонных, железобетонных и бутобетонных гидротехнических сооружений, фундаментов и различных подземных сооружений

необходимо уметь оценить степень агрессивности подземных вод.

Нужно учитывать, что при одном и том же химическом составе воды последняя может оказаться в песчаных породах агрессивной, а в суглинках — неагрессивной. Это обусловлено различием скорости движения воды в различных породах: чем она выше, тем больше массы воды успевает воздействовать на поверхность бетона.

Общий показатель агрессивности воды по отношению к бетонам — реакция среды, характеризуемая величиной рН. В песчаных породах агрессивной является вода с рН меньше 7,0, а в суглинчатых — с рН меньше 5,0.

По отношению к бетонам существуют следующие виды агрессивности подземных вод.

Сульфатная, определяемая по содержанию иона SO_4^{2-} . Для песчаных пород агрессивной по отношению к бетону на портландцементе является такая вода, в которой содержание этого иона оказывается более 1000 мг/л. Для суглинков соответствующая величина определяется цифрой 1500 мг/л. Если содержание в подземных водах аннона SO_4^{2-} превосходит указанные значения, возникает необходимость применения в бетонах специальных сульфатостойких цементов. Последние позволяют строить в воде, содержащей до 3000 мг/л SO_4^{2-} .

Магнезиальная агрессивность определяется содержанием в воде иона Mg^{2+} . При содержании его более 2000 мг/л вода агрессивна по отношению к бетонным сооружениям в песчаных породах. В суглинках магнезиально-агрессивной является вода, содержащая более 5000 мг/л иона магния.

Карбонатная агрессивность определяется растворяющим воздействием на бетоны агрессивной углекислоты. Карбонатная агрессивность возникает только в песчаных породах. В суглинках и глинах ею можно пренебречь. Содержание свободной углекислоты, вызывающей агрессивное воздействие на бетоны, определяется по специальным таблицам или графикам.

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

С течением времени происходят те или иные изменения положения уровня и характера поверхности подземных вод. Также могут колебаться их состав и тем-

пература. Совокупность этих изменений носит название режима подземных вод. Его изучение — одна из важных задач гидрогеологии, так как те или иные изменения уровня режима подземных вод могут существенно влиять на условия строительства и эксплуатации сооружений. Не менее важно изучение режимных колебаний уровней при эксплуатации карьеров.

Для установления режима грунтовых вод производят длительные измерения положений уровня воды в специальных режимных скважинах. В некоторых районах СССР, где режим подземных вод имеет особо важное значение, созданы специальные государственные гидрогеологические режимные станции, ведущие многолетние работы по изучению колебаний уровня и изменений ряда характеристик подземных вод.

Причины колебаний уровня, состава и температуры грунтовых вод очень разнообразны. Главные из них следующие:

- а) метеорологические факторы;
- б) влияние уровня поверхностных водоемов и рек;
- в) инженерная деятельность человека.

Метеорологические факторы оказывают значительное влияние на уровень грунтовых вод. Среди комплекса метеорологических факторов главную роль играют атмосферные осадки, изменения температуры и давления воздуха. Метеорологические факторы вызывают как сезонные, так и годовые изменения уровня грунтовых вод. В средней полосе Советского Союза максимальные колебания в течение года уровней поверхности достигают 2—3 м. Наиболее высокие стояние грунтовых вод приходится на периоды снеготаяния и весенних дождей (апрель — июль), а также на время осенних дождей (октябрь — ноябрь). Чем выше залегает зеркало грунтовых вод, тем сильнее сказывается влияние метеорологических факторов.

Большое воздействие на режим грунтовых вод оказывают сезонные колебания уровней рек и водоемов. Паводки на реках вызывают в гидравлически связанных с ними грунтовых водах подпор. При подпоре грунтовые воды, встречая сопротивление своему стоку со стороны паводковых вод, на всей прилегающей к речной долине территории повышают уровень. Влияние паводка зависит от его длительности, мощности грунто-

вого потока и водопроницаемости пород. По наблюдениям на реках европейской части СССР, паводки оказывают влияние на расстоянии от 100—200 м до 3—4 км от берега реки.

Значительную роль в колебаниях уровня и составе грунтовых вод играет инженерная деятельность человека. Существенное влияние на уровень грунтовых вод оказывает устройство искусственных водоемов, глубоких карьеров, дренажирующих местность, возведение сооружений, асфальтирование обширных площадей, лесопосадки и т. д. Так, в г. Ростов-на-Дону на ряде участков города уровень грунтовых вод за последний период поднялся от 2 до 10—12 м. Особенно значительный подъем обнаружился на территории Россельмаша, где грунтовые воды с 1931 по 1955 г. с глубины 18—20 м поднялись до 2,0—3,0 м. Подобный подъем грунтовых вод обусловился действием целого ряда факторов: течью воды из трубопроводов, уменьшением испарения вследствие перекрытия площади асфальтированными поверхностями, уменьшением водопроницающей способности грунта под влиянием их обжатия весом зданий и сооружений, возникновением конденсации паров воды под зданиями и сооружениями.

Необходимо помнить, что устройство открытых карьеров для добычи естественных строительных материалов, заглубляемых ниже поверхности грунтовых вод, регулярная откачка воды приводят к падению уровня по всей прилегающей к карьере местности.

ОСНОВНОЙ ЗАКОН ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Движение подземных вод в песчаных грунтах было изучено французским ученым Дарси. Исследуя фильтрацию воды через песчаные фильтры разной толщины, он пришел к выводу, что скорость движения через подобные фильтры прямо пропорциональна толщине слоя песка. Этот вывод, получивший наименование «закона Дарси», и представляет собой основную закономерность движения воды в горных породах:

$$V = K \frac{h}{L} = KI,$$

где V — скорость ламинарного движения в м/сут; K — коэффициент фильтрации, характеризующий водопроницаемость среды в м/сут; h — разность напоров; L — толщина слоя песка; I — гидравлический уклон, или напорный градиент, равный частному от деления разности напоров потока в двух заданных точках на расстояние между ними (рис. 146):

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{h}{L}.$$

Расход фильтрующегося потока определяется по формуле:

$$Q = F \cdot V = FK I,$$

где Q — расход воды через заданное сечение породы в единицу времени в м³; F — площадь сечения в м².

Размерность коэффициента фильтрации можно установить, если в формуле Дарси гидравлический градиент принять за единицу, тогда $V = K$. Отсюда следует, что коэффициент фильтрации имеет размерность скорости и выражается в см/сек, м/сут, м/час и других аналогичных единицах. Из этих размерностей наиболее часто употребляются см/сек и м/сут. Коэффициент фильтрации — одна из важнейших характеристик водных свойств пород, широко используемых в различных расчетах, связанных с решением ряда инженерных задач.

Скорость ламинарного потока может быть выражена следующим образом:

$$V = \frac{Q}{F}.$$

Известно, что в горных породах движение воды происходит только по порам, а не по всему сечению. Поэтому определяемая по приведенной формуле скорость является кажущейся, или фиктивной. Действительная скорость потока в песках определяется выражением:

$$V = \frac{Q}{Fn},$$

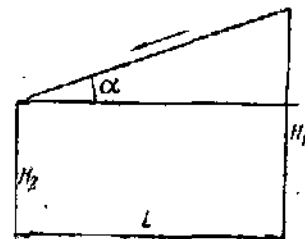


Рис. 146. Уклон грунтовых вод

где n — величина общей пористости песка, выраженная в долях единицы.

В суглинках, супесях и лёссовых породах действительная скорость потока будет зависеть не от общей пористости, а от водопроницающей, куда входит главным образом межчастичная пористость.

$$V = \frac{Q}{Fn_{мч}},$$

где $n_{мч}$ — величина межчастичной пористости в долях единицы, определяемая по разности $n - n_{ог}$, где n — общая пористость породы; $n_{ог}$ — пористость за счет объемной гигроскопичности.

В подавляющем числе случаев в горных породах движение воды происходит по закону Дарси, поэтому все основные гидрогеологические расчеты истечения подземных вод строятся на приведенных зависимостях.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ФИЛЬТРАЦИИ

Общие сведения

Коэффициент фильтрации (K) — важнейшая водно-физическая характеристика породы, его величина тесно зависит от гранулометрического состава и структуры пород. Для некоторых рыхлых пород его величина колеблется в следующих пределах:

Коэффициент фильтрации K , см/сек

Гравий и галька	$1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$
Песок крупнозернистый	$1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}$
Песок мелкозернистый	$1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$
Суглинок	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-4}$
Глина	$1 \cdot 10^{-7}$

Предложено много различных методов для определения значений коэффициента фильтрации. Их можно разбить на три группы: а) расчетные приемы; б) определение K в лабораторных условиях; в) полевые методы.

Расчетные методы

Целым рядом ученых экспериментально установлена зависимость между водопроницаемостью и

структурными особенностями пород (гранулометрическим составом и пористостью).

В зависимости от подхода к вопросу были предложены различные эмпирические формулы, позволяющие вычислить величину коэффициента фильтрации по данным либо одного гранулометрического анализа, либо с дополнительным учетом значений общей пористости породы. Наиболее часто при практических расчетах применяется формула А. Газена:

$$K = cd_{10}^2(0,7 + 0,03t) \text{ м/сут},$$

где K — коэффициент фильтрации песков в м/сут; d_{10} — эффективный или действующий диаметр (метод его определения изложен на стр. 304); t — температура; $0,7 + 0,03$ — температурная поправка; c — эмпирический коэффициент, определяемый по формуле О. К. Ланге: $c = 400 + 40(n - 26)$, где n — пористость в %.

При температуре $t = 10^\circ \text{C}$ формула значительно упрощается, приобретая вид

$$K_{t=10^\circ} = cd_{10}^2.$$

Эта формула дает возможность приблизительно определять коэффициент фильтрации песков, имеющих коэффициент однородности K_H меньше 5 и величину d_{10} в пределах от 0,1 до 3,0 мм.

Лабораторные методы

Предложено значительное количество методов лабораторного определения коэффициента фильтрации. Все они могут быть разделены на две группы:

1. Методы определения K в свободных образцах (необжимаемых в момент определения давления). Сюда входят методы, наиболее распространенные в лабораторной практике.

2. Методы определения K в образцах, находящихся под определенными давлениями. Они применяются для определения фильтрационной способности в основании сооружений, где породы всегда находятся под суммарным воздействием собственного веса и давлений сооружений.

Лабораторные методы по сравнению с расчетными дают возможность получить данные о фильтрующей спо-

способности пород, более приближенные к действительным. Они в свою очередь значительно уступают полевым методам, позволяющим получать наиболее достоверные величины коэффициента фильтрации. В лабораторных фильтрующая способность пород определяется как в образцах с нарушенной структурой (пески), так и с ненарушенной структурой (суглинки).

Методы определения коэффициента фильтрации без обжата образцов строятся на использовании закона Дарси, по которому его значения определяются формулой $K = \frac{QL}{FH}$. Все члены этого выражения легко определяют-

ся, кроме величины напора H , которая в процессе опыта может изменяться. В связи с этим существующие приборы можно разделить на две группы. К первой группе

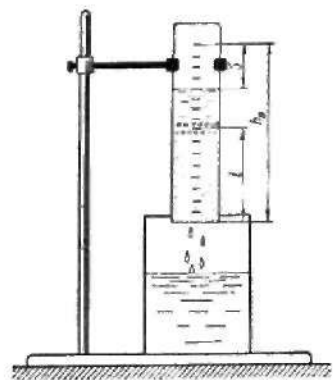


Рис. 147. Трубка Каменского

относятся такие, в которых в течение опыта сохраняется постоянный напор; ко второй группе относятся приборы, в которых величина напора переменная. Рассмотрим один из простейших приборов, широко распространенных в лабораторной практике, — трубку Г. Н. Каменского, позволяющую определить коэффициент фильтрации песков. Трубка Каменского представляет собой стеклянный цилиндр длиной 25 см и диаметром 2—4 см. Трубку заполняют на высоту 10 см песком, отсыпаясь слоями по 2—3 см, укладываемыми с легким трамбованием. Над песком наливают воду до уровня выше нуля шкалы на 1—2 см (рис. 147). В процессе опыта устанавливают время прохождения уровня воды от деления 0 до деления 5. Одновременно измеряют температуру воды. Коэффициент фильтрации на основании теоретических построений Г. Н. Каменского определяют по формуле:

$$K = \frac{l}{t} f\left(\frac{s}{h_0}\right),$$

где K — коэффициент фильтрации в см/сек;

l — длина пути фильтрации в см;

$f\left(\frac{s}{h_0}\right)$ — условное обозначение выражения $\ln\left(1 - \frac{s}{h_0}\right)$;

оно определяется по величине значения s (понижения уровня в трубке в см за время t) и h_0 (положения начального уровня воды в трубке).

Зная отношение $\frac{s}{h_0}$, можно легко найти значение

$f\left(\frac{s}{h_0}\right)$ по таблицам или специально составленным номограммам.

Для определения коэффициента фильтрации суглинков применяется прибор Каменского для монолитов, позволяющий исследовать водопроницаемость образцов с ненарушенной структурой.

Помимо рассмотренных приборов, существует большое количество других, принципы устройства и методика применения которых рассматриваются в специальных курсах.

Полевые методы

Эти методы позволяют получить сведения о водопроницаемости пород в условиях естественного сложения. Полевые методы в отличие от ранее рассмотренных дают возможность учесть текстурные особенности пород, влияние на водопроницаемость толщи слоев разного гранулометрического состава. Главные разновидности полевого определения коэффициента фильтрации — методы налива в шурфы и методы откачки.

Методы определения коэффициента фильтрации наливом в шурфы применяют для определения фильтрующей способности грунтов выше уровня грунтовых вод.

Наиболее простая разновидность налива воды в шурфы — способ А. К. Болдырева. Для проведения испытания этим способом предварительно роют шурф на глубину залегания слоев, водопроницаемость которых требуется исследовать. В шурфе создается уровень воды высотой 10 см. Вода подается до тех пор, пока не установится постоянный расход, обеспечивающий сохранение указанного уровня воды в шурфе (рис. 148).

Коэффициент фильтрации определяется из формулы Дарси

$$V = K \cdot l$$

$$K = \frac{V}{l}$$

А. К. Болдырев считал, что при высоте столба воды в шурфе, равном 10 см, гидравлический градиент можно приближенно принять равным единице.

Тогда $K = V$, а $V = \frac{Q}{F}$.

Недостатки этого способа — недоучет растекания воды из шурфа в стороны и отсутствие учета действия капиллярных сил, за счет которых происходит дополнительное всасывание воды.

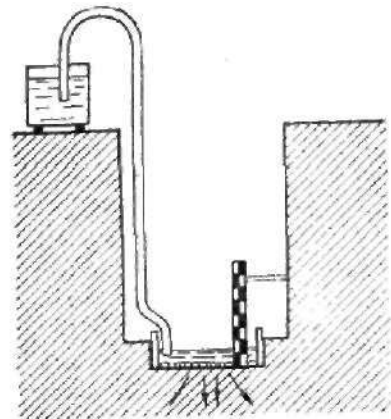


Рис. 148. Схема налива воды в шурфы по методу А. К. Болдырева

ни, а из бокового кольца она расходует также на боковое растекание и капиллярное всасывание.

Коэффициент фильтрации по Н. С. Нестерову определяют по формуле:

$$K = \frac{Q_z}{F(H_k + z + h)}$$

где Q_z — установившийся расход воды при наливе во внутреннее кольцо;

z — глубина проникновения воды, устанавливаемая путем бурения;

F — площадь сечения внутреннего кольца;

H_k — капиллярное давление;

h — толщина слоя воды во внутреннем кольце.

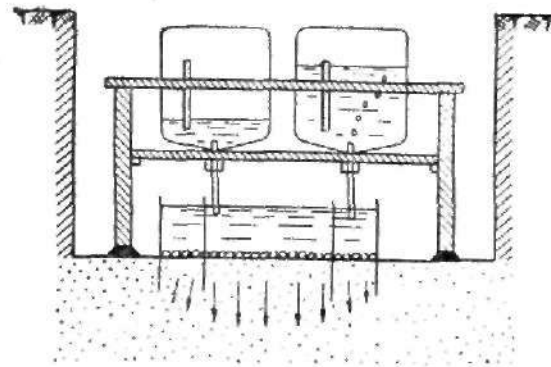


Рис. 149. Схема налива воды в шурф по Н. С. Нестерову

Метод откачки — главный способ определения коэффициента фильтрации в водонасыщенных, однородных и неоднородных пластах. Он основан на том что при от-

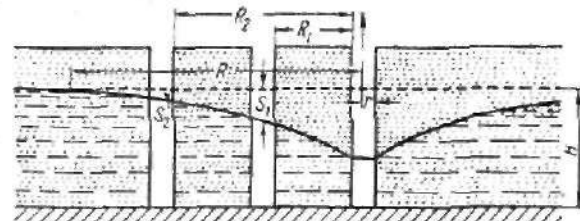


Рис. 150. Депрессионная воронка при откачке воды из скважины

качке воды из скважины или шурфа на прилегающем участке возникает понижение уровня грунтовой воды, имеющее характер депрессионной воронки (рис. 150).

$$K = \frac{0,73Q (\lg r_2 - \lg r_1)}{(2H - s_1 - s_2)(s_1 - s_2)}$$

Теоретически и экспериментально установлено, что количество воды, которое откачивается из скважины диаметром r при определенном понижении уровня (s), зависит от величины коэффициента фильтрации пород и расстояния, на которое распространяется депрессионная поверхность подземной воды (R). Значения коэффициента фильтрации, получаемые при откачке, являются средними для исследуемой толщи.

Откачка может осуществляться как из одной скважины или шурфа (так называемая одиночная откачка), так и из группы скважин или шурфов (кустовая откачка). В последнем случае одна из скважин (опытная) используется для откачки, а остальные служат наблюдательными, помогающими установить характер изменения уровня воды на прилегающем участке. Расстояние между опытной и наблюдательными скважинами выбирается (в зависимости от гранулометрического состава пород) от 15 до 100 м. Опытная скважина оборудуется фильтром, который предохраняет частицы пород от выноса их из исследуемой толщи гидродинамическим давлением, возникающим при откачке. Фильтры представляют собой трубы, снабженные отверстиями и покрытые с поверхности медными сетками с различными размерами ячеек, выбираемыми в зависимости от крупности зерен, слагающих породы.

Откачка ведется не менее чем при трех заданных величинах понижения уровня. При каждом понижении длительность откачки должна быть такой, чтобы обеспечить при постоянном количестве откачиваемой воды (или, как говорят, дебита скважины) сохранение определенного уровня воды в опытной и наблюдательных скважинах. При правильно проведенной откачке величины коэффициентов фильтрации, соответствующих каждому этапу понижения, должны быть достаточно близкими.

Коэффициент фильтрации при откачке из горизонта безнапорных вод и одиночной скважины (шурфа), дно которой доведено до водоупора, рассчитывают по формуле:

$$K = \frac{0,73Q (\lg R - \lg r_0)}{(2H - s_0) s_0}$$

При наличии двух наблюдательных скважин

В этих формулах буквенные выражения имеют следующие значения:

Q — дебит опытной скважины;

R — радиус влияния скважины;

r — радиус скважины;

s_0 — понижение уровня в опытной скважине;

H — мощность безнапорного водоносного горизонта;

r_1 — расстояние от опытной до первой наблюдательной скважины;

r_2 — расстояние до второй наблюдательной скважины;

s_1 — величина понижения уровня в первой наблюдательной скважине;

s_2 — то же, во второй наблюдательной скважине.

При расчете по первой формуле возникает затруднение в определении радиуса влияния скважины (R), который представляет собой расстояние от оси скважины до границы депрессионной воронки. Учитывая, что значение R стоит под знаком логарифма, можно без особой ошибки принимать примерную величину его, исходя из гранулометрического состава пород. Так, Г. В. Богомолов и А. И. Силин-Бекчурин дают приближенные значения R в песках при условии понижения уровня воды на 5—6 м: для пылеватых разностей — 65 м, для мелкозернистых — 75 м, для среднезернистых — 100 м, для крупнозернистых — 125 м.

Величина R может быть определена приближенно по формуле, предложенной С. В. Трояновским:

$$R = \frac{3Q}{2HKI}$$

где Q — дебит, $м^3/сут$;

H — мощность водоносного пласта, м;

K — коэффициент фильтрации, $м/сут$;

I — уклон грунтового потока.

Учитывая трудность определения радиуса влияния, желательно исключить его из расчетного выражения, что достигается при расчетах, производимых по результатам кустовых откачек.

Способ трех скважин

Простейший пример определения направления потока грунтовых вод — способ трех скважин. Построение проводят на карте или плане, где нанесены как минимум три скважины, расположенные по углам треугольника (рис. 151). Берут абсолютные отметки уровня грун-

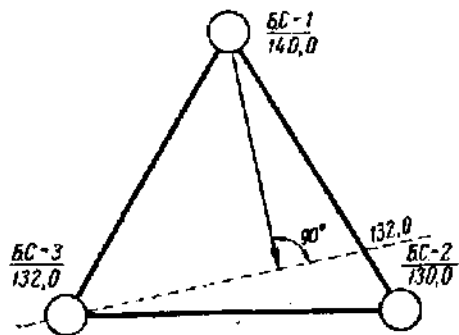


Рис. 151. Определение направления потока по трем скважинам

товых вод в каждой скважине. В качестве примера на рис. 151 взяты отметки 130, 132 и 140. Дальнейший порядок определения следующий:

1. Скважины с наибольшей и наименьшей отметками уровня грунтовой воды (соответственно 130 и 140) соединяют прямой линией.
2. На этой линии путем линейной интерполяции находят точку, на которой отметка грунтовой воды равна 132.
3. Найденную точку соединяют прямой линией со скважиной, имеющей отметку 132.
4. Направление движения потока грунтовой воды на участке взятых скважин отвечает перпендикуляру, опущенному из скважины с наибольшей отметкой грунтовой воды на линию, соединяющую равные отметки (в нашем случае 132).

Метод красящих веществ

Этот метод применяют для определения скорости потока грунтовой воды.

По направлению движения потока пробуривают две скважины либо два шурфа. В верхнюю выработку вводится какая-либо органическая краска (рис. 152). Для подземных вод, имеющих щелочную реакцию, применяют флюоресцеин, эозин и некоторые другие красители, а в кислых водах — метиленовую голубую, понсо-красную и ряд других. Органические красители обладают способностью даже при самых незначительных концентрациях ($1:10^{-6}$ — $1:4,10^{-6}$) давать хорошо видимую окраску растворов.

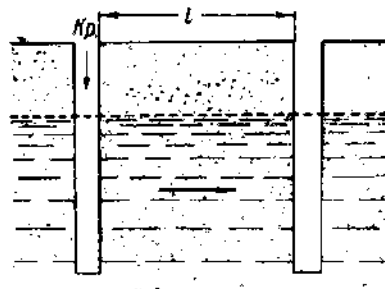


Рис. 152. Схема определения скорости движения грунтовых вод методом красящих веществ: кр — краситель

После введения красителя в грунтовой поток в нижней выработке через каждые 20—30 мин регулярно отбирают пробы, окраска которых исследуется. Момент появления соответствующей введенному красителю окраски в наблюдательной скважине фиксируется. Скорость потока определяют из выражения:

$$V = \frac{l}{t_2 - t_1}$$

- где V — скорость потока грунтовой воды;
 l — расстояние между скважинами;
 t_1 — момент введения красителя в верхнюю скважину (по направлению потока);
 t_2 — момент появления окраски в нижней скважине.

Электролитический метод

Этот метод применяют главным образом для определения скорости потока грунтовых вод.

Схема электролитического метода аналогична ранее рассмотренному методу красящих веществ. Так же про-

буривают две скважины, располагающиеся вдоль направления потока грунтовой воды. Между металлическими обсадными трубами, закрепляющими стенки обеих скважин, создается электрическая цепь, состоящая из

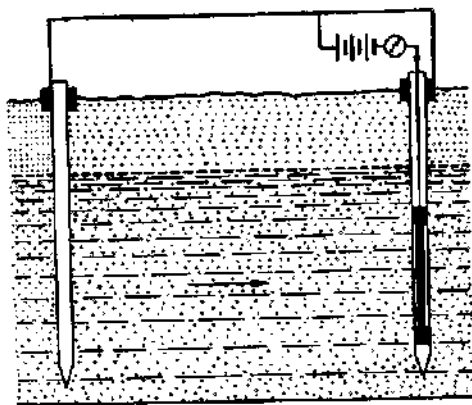


Рис. 153. Определение скорости движения грунтовых вод электролитическим методом

источника тока (батарей) и миллиамперметра (рис. 153). Опыт начинают с измерения силы тока при естественных условиях. Затем в верхнюю скважину (по отношению к потоку грунтовой воды) вводят какой-либо электролит, в качестве которого применяют растворы поваренной соли или хлористого аммония. По мере перемещения с грунтовым потоком электролита, направленного в сторону нижней скважины, электропроводность среды возрастает. Максимальные показания миллиамперметра совпадут с моментом достижения раствором нижней скважины.

Расчет скорости потока грунтовых вод такой же, как при методе красящих веществ:

$$V = \frac{l}{t_2 - t_1},$$

здесь t_1 — момент введения в опытную скважину электролита;

t_2 — момент максимального показания миллиамперметра.

Электролитический метод нельзя применять при повышенной минерализации подземных вод.

Метод эквипотенциальных линий

Этот метод требует проходки лишь одной скважины, из которой перед началом определения вынимают обсадные трубы. Из нее, как из центра, проводят 8—12 радиусов, расположенных под равными углами

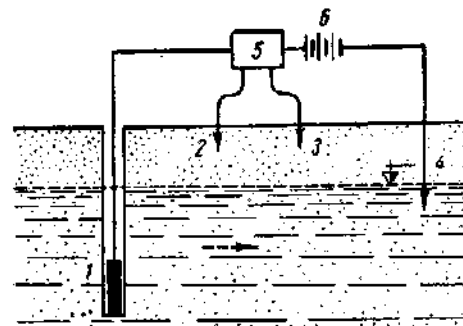


Рис. 154. Схема определения скорости и направления грунтового потока по методу эквипотенциальных линий: 1, 2, 3, 4 — электроды, 5 — потенциометр, 6 — источник тока

друг к другу. Затем создается электрическая цепь, состоящая из источника тока (Бас-80), электродов и потенциометра (обычно типа ЭП-1) (рис. 154). Один из электродов помещают в скважину, а второй забивают в грунт на расстоянии, равном 15—20-кратной глубине скважины. Один из измерительных электродов, идущих от потенциометра, помещают на любом из радиусов на расстоянии, удаленном от скважины примерно на одну ее глубину. Перемещая второй электрод, по каждому из радиусов находят точки, в которых гальванометр прибора покажет нуль. Таким образом, в этих точках будет иметь место равенство потенциалов обоих электродов. Соединив плавной кривой найденные на каждом радиусе

точки, получают замкнутую эквипотенциальную линию.

В условиях спокойного горизонтального напластования пород и простого гидрогеологического строения толщи эта линия близка к окружности.

На втором этапе в скважину опускают в мешочке каменную соль, погружая ее ниже уровня воды. Количество соли в зависимости от скорости потока грунтовой воды берется от 1 до 30 кг. Через определенный промежуток времени (0,5—1 ч) измерения повторяют. По новой системе точек строят вторую эквипотенциальную линию. Она будет деформирована в сторону направления потока грунтовых вод (рис. 155). Радиус-вектор r_2 покажет направление потока. Скорость движения воды будет равна:

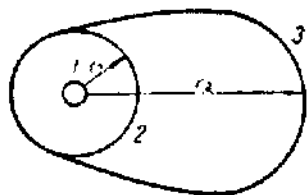


Рис. 155. Построение эквипотенциальных линий по данным измерений:

1 — буровая скважина, 2 — эквипотенциальная линия до опыта, 3 — она же после введения электролита

$$V = \frac{r_2 - r_1}{t_2 - t_1},$$

где r_1 — радиус-вектор эквипотенциальной линии при первом измерении;

r_2 — радиус-вектор при втором измерении;

t_1 — время введения в скважину мешочка с солью;

t_2 — момент второго измерения.

Этот метод непригоден для минерализованных вод, для пород с коэффициентом фильтрации менее 0,5 м/сут, а также для территорий действующих предприятий, имеющих большое подземное хозяйство, искажающее электрическое поле.

РАСХОД ПОТОКА ГРУНТОВЫХ ВОД И РАСЧЕТЫ ПРИТОКОВ ВОДЫ К РАЗЛИЧНЫМ ВЫРАБОТКАМ

Расход плоского потока

Расходом потока называют количество воды, протекающее через поперечное сечение водоносного пласта в единицу времени.

Поток может быть плоским, при котором ширина отдельных участков потока по направлению движения грунтовых вод остается неизменной. На карте гидроизогипс плоский поток образует систему прямых параллельных изолиний. Если гидроизогипсы образуют систему кривых линий, то направления потоков воды приобретают характер радиусов. Подобный поток грунтовых вод называется радиальным. Помимо этого, в однородном слое возможны два случая движения подземных вод: 1) равномерное, при котором скорость движения воды остается постоянной, 2) неравномерное, с переменной скоростью.

Расход плоского равномерного потока, при котором мощность потока h остается неизменной, может быть определен исходя из линейного закона фильтрации (рис. 156, А).

$$Q = khb \frac{H_1 - H_2}{L},$$

где b — ширина потока.

Расход плоского потока при неравномерном движении, характеризующемся изменением мощности в разных сечениях, в определенной степени будет зависеть от положения водоупора. Его величина при горизонтальном и наклонном водоупоре будет различной.

Расход потока при горизонтальном уклоне водоупора (рис. 156, Б). Расход на единицу ширины потока носит название единичного расхода. Его величина по закону Дарси равна:

$$q = khI,$$

где q — единичный расход;

h — мощность потока;

I — гидравлический уклон.

При неравномерном движении гидравлический уклон является переменным. Для каждого значения координаты x мы будем получать новые величины h (см. рис. 156, Б). Учитывая уменьшение последнего, напишем:

$$I = - \frac{dh}{dx}.$$

Подставим значение уклона в уравнение единичного расхода:

$$q = - kh \frac{dh}{dx}.$$

Разделив переменные, получим:

$$\frac{q}{k} dx = -h dh.$$

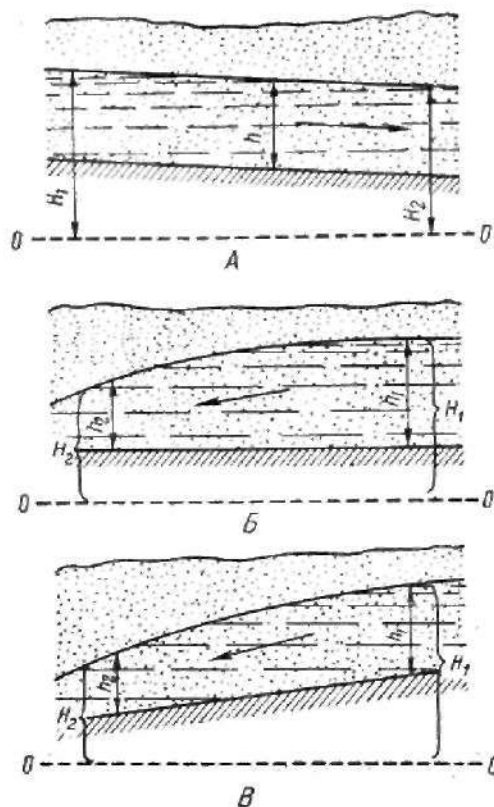


Рис. 156. Типы потоков. А — плоский равномерный; Б — плоский неравномерный при горизонтальном водоупоре; В — плоский неравномерный при наклонном водоупоре

После интегрирования находим:

$$qx = -k \frac{h^2}{2} + C.$$

Для исключения неопределенного члена C берут две точки на депрессионной поверхности и составляют для

них два уравнения. Вычитая одно уравнение из другого, получаем окончательное уравнение единичного расхода неравномерного плоского потока при горизонтальном водоупоре:

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l}.$$

Это уравнение носит название формулы Дюпюи (по имени автора). Расход всего потока будет соответственно равен:

$$Q = kb \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2l},$$

где b — ширина потока.

Приближенное значение расхода неравномерного плоского потока при наклонном водоупоре можно получить из закона Дарси, если принять, что между выбранными сечениями поток равномерный, в котором (рис. 156, В)

$$I_{\text{ср}} = \frac{H_1 - H_2}{l}, \text{ а } h_{\text{ср}} = \frac{h_1 + h_2}{2}.$$

В этом случае единичный расход будет определяться формулой Г. И. Каменского:

$$q = k \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l},$$

где q — единичный расход потока;
 k — коэффициент фильтрации;
 h_1 и h_2 — мощность грунтового потока в двух выбранных сечениях;
 H_1 и H_2 — абсолютные значения уровня в тех же сечениях;
 l — расстояние между сечениями.

Принимая ширину потока равной b , получим расход неравномерного плоского потока при наклонном водоупоре:

$$Q = kb \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}$$

Обозначения в этой формуле те же, что и в предыдущем случае.

Расчет притока воды к колодцу

Под грунтовым колодцем понимаются самые различные выработки: скважины разных диаметров, водозаборные колодцы, разные вертикальные горные выработки и небольшие котлованы, имеющие как круглые, так и квадратные сечения. Различают два типа грунтовых колодцев: совершенный и несовершенный. В совершенном колодце дно доведено до водоупорного слоя и

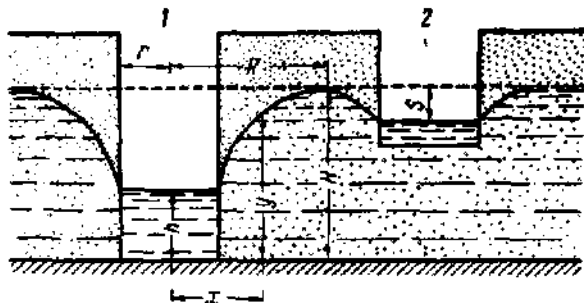


Рис. 157. Совершенный (1) и несовершенный (2) колодцы

приток воды к нему происходит только со стороны стенок. В несовершенном колодце дно не доведено до водоупора и приток воды идет не только из стенок, но и со стороны дна (рис. 157).

Принимая во внимание особенности поступления воды к совершенному и несовершенному колодцам, расчетные приемы определения притока воды для каждого из них должны быть различными.

Приток воды к совершенному колодцу, или его дебит, выражается в литрах в секунду, кубических метрах в час. Если из колодца вода не откачивается, то ее уровень одинаков с уровнем прилегающих участков грунтового потока. При откачке воды из колодца вокруг последнего возникает депрессионная воронка. Ее размеры определяются как фильтрующей способностью пород, так и количеством откачиваемой воды. Дебит несовершенного колодца в практике чаще всего определяется по формуле, выведенной Дюпюи.

На схеме грунтового колодца (рис. 157, 1) можно видеть, что на расстоянии x от его центра мощность слоя грунтовой воды будет равна y . По закону Дарси, скорость в этом случае будет равна:

$$V = kv = k \frac{dy}{dx}$$

Соответственно количество воды, притекающей через цилиндрическую поверхность, определяемую радиусом x и высотой y :

$$Q = kFV = k \frac{dy}{dx} F$$

Величина цилиндрической поверхности F равна $2\pi xy$. Отсюда

$$Q = 2\pi xy \frac{dy}{dx}$$

Устанавливая пределы для x от r до R , а для y от h до H и интегрируя полученное дифференциальное уравнение, получаем окончательно:

$$Q = \pi k \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r}$$

Заменяя π числовым значением и введя вместо натуральных логарифмов десятичные, получим:

$$Q = 1,366 \frac{k(H^2 - h^2)}{\lg R - \lg r}$$

Расчет притока воды к несовершенному колодцу усложняется необходимостью учета поступления воды не только со стороны цилиндрической поверхности, но и со стороны дна.

В. Д. Бабушкин предложил для определения притока воды к несовершенному колодцу с незатопленным фильтром (при котором уровень воды располагается ниже верхнего края водоприемного устройства), обладающим небольшой длиной, следующую формулу:

$$Q = 1,366k(H-h) \left[\frac{l + (H-h)}{\lg \frac{R}{r}} + \frac{l}{\lg \frac{0,66l}{r} - \frac{l}{2R}} \right]$$

где Q — приток воды в $m^3/сут$;
 k — коэффициент фильтрации;
 $(H-h)$ — разность уровней воды в колодце при откачке;
 l — расстояние от уровня воды при откачке до конца фильтра;
 R — радиус влияния;
 r — радиус колодца.

Для приближенного расчета притока воды к мелкому, несовершенному котловану, вскрывшему только самый верхний слой водоносного пласта, незначительный по сравнению с общей его мощностью, можно использовать формулу, выведенную Форхгеймером:

$$Q = 4kS \sqrt{\frac{ab}{\pi}}$$

где k — коэффициент фильтрации;
 a и b — длина и ширина котлована;
 S — величина проектируемого понижения.

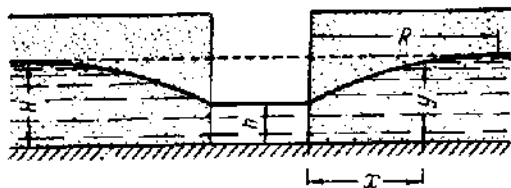


Рис. 158. Схема канавы

Для определения притока к колодцу в напорных водах можно пользоваться формулой:

$$Q = 2,73 \frac{kM(H-h)}{\lg R - \lg r}$$

где M — мощность напорного водоносного пласта.

Расчет притока воды к траншее и канаве

Рассмотрим приток воды к канаве, доведенной до водоупора (рис. 158). Скорость движения воды к ней в каком-то сечении, отстоящем на расстоянии x от стен-

ки, будет равна:

$$V = kI = k \frac{dy}{dx}$$

Из закона Дарси известно, что приток воды с площади $F=yl$ (l — длина канавы) будет равен

$$Q = VF = lyk \frac{dy}{dx}$$

После интегрирования в пределах для y от h до H , а x от 0 до R получаем в случае одностороннего притока:

$$Q = lk \frac{H^2 - h^2}{2R}$$

Если представить $(H^2 - h^2) = (H+h)(H-h)$ и обозначить $\frac{H-h}{R} = I_0$, то двусторонний приток воды к канаве выражается как

$$Q = lk(H+h)I_0$$

По И. В. Гармонову и А. В. Лебедеву, величина I_0 зависит от характера гранулометрического состава грунтов и имеет следующие значения:

Пески	0,006—0,020
Суглинки	0,050—0,100
Глины	0,100—0,150

Определение притока воды к карьерам

При простых очертаниях карьеров в плане — круглых, квадратных и прямоугольных — расчет притока воды может производиться по формулам, выведенным для колодцев разного типа (Дюкюи, В. Д. Бабушкина и др.). Если очертания карьера или системы горных выработок сложны, то для приближенных расчетов рекомендуется использовать способ так называемого «большого колодца», предложенный С. В. Троянским. Он сводится к тому, что площадь карьера или системы выработок (F) принимается равновеликой расчетной площади колодца. Тогда

последний будет иметь радиус:

$$r = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$$

Приток воды рассчитывается по формуле Дюпюи. Для более точных расчетов притоков воды в горные выработки применяются методы, предложенные Н. И. Гириным, М. В. Сыроватко и рядом других исследователей.

МЕТОДЫ БОРЬБЫ С ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ КАРЬЕРОВ И СТРОИТЕЛЬНЫХ КОТЛОВАНОВ

Общие представления

Перед началом строительства карьеров и земельными работами по вскрытию строительных котлованов проводятся гидрогеологические изыскания, в результате которых устанавливается расчетная величина водопритока в котлованы и степень устойчивости их откосов. Учитывается также влияние поверхностных водоемов (рек, озер и т. д.), расположенных вблизи карьера.

Борьба с грунтовыми водами может осуществляться тремя группами методов: а) открытым водоотливом; б) устройством поверхностного горизонтального дренажа; в) организацией вертикального дренажа. При благоприятных рельефных условиях может создаваться непосредственный самотечный отвод воды из карьеров в реки или балки. В ряде случаев приходится применять комплексный способ осушения, при котором борьба с водой осуществляется путем совместного применения двух или трех методов.

Открытый водоотлив

Представляет собой откачку воды насосами непосредственно из котлованов (рис. 159). Он осуществляется из специальных небольших прямоугольных зумпфов, глубина которых в процессе работ опережает отметку, на которой ведется выемка грунта.

Для улучшения поступления воды к зумпфам на дне котлована устраиваются горизонтальные канавки с укло-

ном в одну сторону. Фильтры насосов размещаются в зумпфатенки котлованов для повышения их устойчивости и являются шпунтовыми (деревянными или металлическими) ограждениями. Откачка осуществляется непрерывно же периодически, по мере притока воды.

Открытый водоотлив применяется только для неглубоких котлованов, устраиваемых в устойчивых породах.

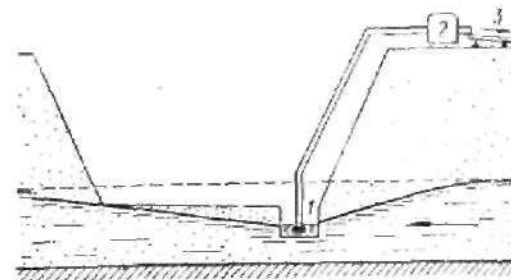


Рис. 159. Схема открытого водоотлива:
1 — фильтр 2 — насос 3 — лоток

Он не годится для песчаных грунтов, способных к оплыванию, опасности оползневых подвижек откосов, при возникновении суффозионных явлений и в некоторых других случаях.

Прорывание насосной установки может проводиться после теоретических расчетов или пробной откачки результатами последней устанавливаются мощность и производительность необходимого насосного оборудования.

горизонтальный дренаж

Для осушения карьеров, в которых добываемые породы ископаемые перекрыты залегающими с поверхности водоносными слоями, при условии, что имеются достаточно благоприятные рельефные условия, применяются горизонтальный дренаж. Горизонтальные дрены представляют собой открытые канавы или закрытые траншеи, дне которых укладываются перфорированные трубки. Траншеи заполняются фильтрующим материалом. В некоторых случаях сооружаются водосборные

галерей, на дне которых укладываются железобетонные перфорированные трубы диаметром до 1,5 м. Глубина дренажа в большинстве случаев не превосходит 5—10 м. Как исключение встречаются системы горизонтального дренажа, достигающие глубины 15—20 м.

По расположению в плане различаются кольцевые, контурные и сложные дрены (рис. 160). Кольцевые применяются при всестороннем притоке воды к карьеру. При

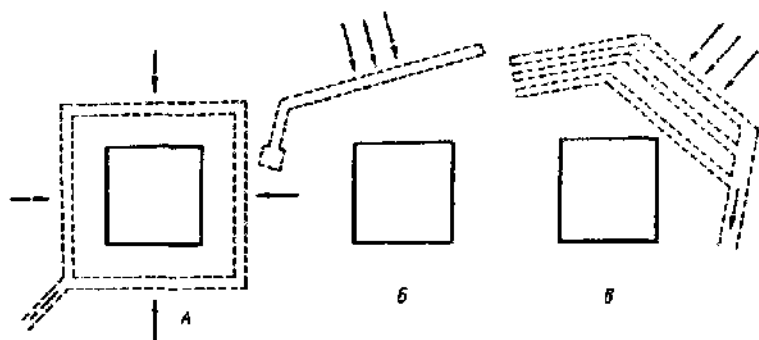


Рис. 160. Типы дрен:
1 — кольцевая, 2 — контурная, 3 — сложная

одностороннем притоке употребляются контурные и сложные дрены, располагаемые так, чтобы перехватывать и отводить в стороны от карьера потоки грунтовой воды. Сложные дрены представляют собой систему параллельных поясов, перехватывающих грунтовые воды, обладающие значительными скоростями потоков. Из горизонтального дренажа собранные воды сбрасываются самотеком или искусственной перекачкой насосами в реки, балки. При благоприятных геологических условиях потоки воды могут направляться в поглощающие колодцы.

Вертикальный дренаж

Представляет собой осушительную систему, состоящую из серии вертикальных дрен, в качестве которых выступают: а) водопонижительные скважины; б) иглофильтровые установки; в) поглощающие колодцы.

Водопонижительные скважины оборудуются специальными турбинными насосами, помещаемыми внутри их. Последние дают напор до 80—100 м при производительности до 65—85 м³/час. Карьер окружается системой подобных скважин, из которых периодически откачивают воду. Откачка вызывает образование вокруг скважин депрессионных воронок, которые, объединяясь, влекут за

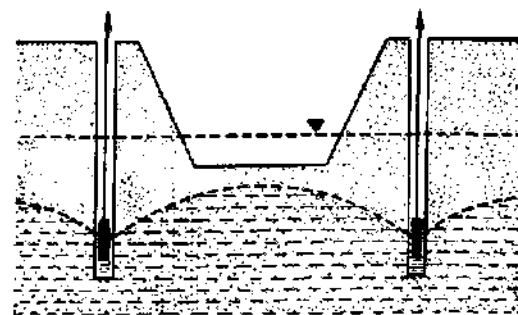


Рис. 161. Водопонижительные скважины

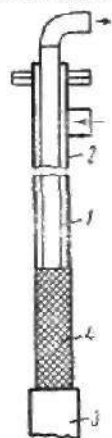
собой общее понижение уровня грунтовых вод в пределах карьеров (рис. 161).

Иглофильтровые установки состоят из системы иглофильтров, устанавливаемых вокруг котлованов. Они связываются общими сборными трубопроводами.

Сами иглофильтры представляют собой 38—75-миллиметровые металлические трубы, в нижней части которых имеется фильтр и шаровый клапан. Внутри глубинных иглофильтров помещены трубы меньшего диаметра (рис. 162). При работе таких иглофильтров в кольцевое пространство, расположенное между обенми трубками, подается сжатый воздух, под действием которого во внутреннюю трубку поступает под определенным давлением вода. В мягких породах иглофильтры погружаются методом подмыва, при котором во внутреннюю трубку подается под некоторым напором вода, которая размывает породы, расположенные в забое, и обеспечивает возможность погружения установки под действием собственного веса и небольших дополнительных давлений.

В настоящее время иглофильтровые установки широко применяют для предварительного понижения уровня грунтовых вод при строительстве котлованов. В зависи-

мости от необходимой величины понижения иглофильтры могут располагаться в один, два и больше ярусов (этажей). Одноярусная система расположения иглофильтров может обеспечить понижение уровня лишь на 5—6 м. Особенно успешно применение «глубинных иглофильтров» конструкции В. К. Ярцева и П. П. Аргунова, позволяющих понижать уровень грунтовых вод при одноярусной системе размещения на 12—15 м и более.



Иглофильтровые установки могут быть с успехом использованы для понижения уровня подземных вод при разработке карьеров.

Поглощающие колодцы устраивают при наличии под почвой разрабатываемого слоя пород с высокой водопроницаемостью

Рис. 162. Схема иглофильтра:

1 — внутренняя труба, 2 — наружная труба, 3 — наконечник с фрезером, 4 — фильтр

(рис. 163). В этом случае целесообразно устройство поглощающих колодцев, по которым вода из верхних горизонтов будет поступать в глубь водопроницаемого слоя,

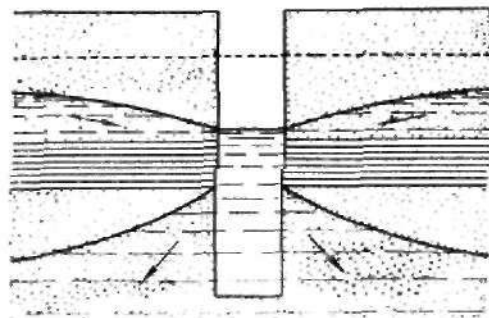


Рис. 163. Поглощающий колодец

осушая разрабатываемую толщу. Поглощающие разработки сбрасывают воду как в безводные, так и в обводненные породы. В качестве поглощающих колодцев могут использоваться скважины, шурфы и колодцы.

Поглощающие выработки либо значительно снижают уровень в карьерах, либо совершенно их осушают. Это зависит прежде всего от водопритока и количества поглощающих колодцев. По М. Е. Альтовскому, количество воды, поглощаемой одним колодцем (или скважиной), равно:

$$Q = \frac{2\pi kmH_0}{\ln R - \ln r},$$

где k — коэффициент фильтрации поглощающей породы;

m — мощность поглощающего горизонта;

H_0 — напор, при котором происходит поглощение;

r — радиус колодца или скважины.

Эта формула применяется для водоносных горизонтов, характеризующихся ламинарным движением воды.

При устройстве поглощающих систем необходимо иметь в виду, что скважины работают несколько хуже колодцев из-за кольматации (засорения) фильтров.

Часть VI

ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И РАЗВЕДКИ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

ПОНЯТИЕ ОБ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ПОРОД И ИНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Инженерно-геологическое изучение пород

Горные породы могут служить в качестве основания или среды для возведения различных сооружений: промышленных и гражданских зданий, плотин, каналов, дамб, мостов, оросительных и осушительных устройств, дорог и т. д.

Во введении уже говорилось, что изучением строительных свойств горных пород и путей их улучшения, а также инженерно-геологических процессов, влияющих на устойчивость сооружений (оползней, просадок, карста и т. д.), занимается инженерная геология.

В строительную практику прочно вошел термин «грунт», получивший довольно широкое распространение и среди геологов. Под грунтом строители понимают горные породы, являющиеся средой или основанием сооружений или же подвергающиеся тем или иным воздействиям при строительных работах. Некоторые специалисты называют грунтами только рыхлые породы.

Наука, изучающая грунты, — грунтоведение — часть инженерной геологии. Она называет грунтами различные почвы и горные породы, «залегающие в зоне выветривания и являющиеся объектом изучения в связи с использованием в строительстве или в других отраслях техники» (Е. М. Сергеев).

В грунтоведении исследуются свойства пород и способы их изменения. Приемы, позволяющие улучшить свойства грунтов, изучаются в разделе грунтоведения — технической мелиорации пород.

Важный раздел инженерной геологии — изучение различных геодинамических явлений и процессов, влияющих в той или иной степени на устойчивость зданий и разных инженерных сооружений, процессов, именуемых инженерно-геологическими.

Н. Я. Денисов все инженерно-геологические процессы делит на две группы:

1) процессы, протекающие с изменением объема пород (уплотнение под давлением, при высыхании и т. д., увеличение объема пород вследствие уменьшения давления, увеличения влажности и т. д.);

2) процессы, связанные с течением пород (выдавливание пород из-под сооружений, оползни и т. д.).

Большую роль в возникновении инженерно-геологических процессов играет взаимодействие подземных вод с грунтами, в результате которого возникают значительная часть оползней, суффозия, просадки, карст и др.

Классификация грунтов

Большую роль в инженерной практике играет классификация грунтов, позволяющая правильно оценивать строительные характеристики горных пород. До настоящего времени общепринятая классификация грунтов отсутствует. Был разработан ряд общих классификаций, охватывающих все генетические типы пород, Ф. П. Саваренским, В. А. Приклонским, Н. Н. Масловым, Е. М. Сергеевым и некоторыми другими учеными. В основу этих классификаций были положены генетические принципы различия в связях между частицами пород, отношение к

воде, механические свойства и некоторые другие признаки.

Помимо общих классификаций грунтов, предложен ряд частных классификаций, которые рассматривают либо разделение отдельных генетических групп пород, либо деление пород для каких-либо специальных целей. В строительной практике наиболее распространена частная классификация грунтов как оснований, приведенная в «Строительных нормах и правилах» (СНиП ИБ 1—62). В ней горные породы делятся на пять групп:

Скальные — изверженные, метаморфические и цементированные осадочные породы с жесткими связями между зернами. Предел их прочности на сжатие более 50 кг/см^2 .

Полускальные — главным образом сравнительно слабо цементированные и хемогенные осадочные породы, обладающие способностью к размягчению и растворению в воде. Предел прочности на сжатие менее 50 кг/см^2 . Представители — гилс, мергели, песчаники с глинистым цементом и т. д.

Крупнообломочные — нецементированные обломочные породы (галечник, щебень и т. д.), содержащие более 50% по весу обломков кристаллических или осадочных пород размером более 2 мм.

Песчаные — сыпучие в сухом состоянии породы. Их частицы связаны друг с другом только за счет трения. Они содержат менее 50% по весу частиц крупнее 2 мм. Песчаные грунты делятся на подгруппы по крупности составляющих их зерен.

Глинистые — связные породы. Между частицами этого типа пород имеется сцепление, величина которого зависит от влажности. Их характерное свойство — способность при определенной влажности приобретать пластичность. Прочность их в значительной степени определяется степенью увлажненности породы. Глинистые грунты по величине числа пластичности делятся на 3 группы: супеси, суглинки и глины.

Кроме перечисленных типов выделяются два подтипа грунтов, обладающих особыми свойствами:

- а) лёссовые (макропористые) породы;
- б) илы — глинистые породы, находящиеся в текучей консистенции.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РЫХЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Общие понятия

Рыхлые горные породы представляют собой разнообразные по минералогическому составу, структуре и свойствам образования. В физическом отношении они представляют собой трехфазные системы, состоящие из: а) твердой фазы — грунтового скелета; б) жидкой фазы — воды, частично заполняющей поры и окружающей в виде пленок частицы твердого скелета; в) газообразной части — воздуха и газов, заполняющих поры и более крупные полости грунта.

В настоящее время считают, что свойства грунтов определяются их химико-минералогическим составом, структурой и действующими в массиве энергетическими полями (гравитационным, гидродинамическим, порождаемым весом сооружений, и т. д.). Так как строение и состав формируются в результате длительных генетических и постгенетических процессов, то свойства находятся в прямой связи с геологической историей пород.

Различают следующие главные физические характеристики пород: удельный и объемный веса, объемный вес скелета, естественную влажность, пористость, коллоидные свойства, консистенцию и пластичность, водно-физические свойства.

Общие физические свойства

К главнейшим общим физическим свойствам грунтов относятся удельный и объемный веса, вес скелета, пористость. Понятия об этих свойствах пород были рассмотрены ранее. Остановимся на некоторых дополнительных сведениях об этих важных для оценки грунтов показателях.

Удельный вес — показатель, отражающий минералогический состав пород. В рыхлых грунтах он определяется пикнометрическим способом. В пикнометр емкостью 100 см^3 наливают дистиллированную воду (при температуре 20°C), после чего пикнометр с водой взвешивают, затем грунт растирают, высушивают до посто-

янного веса (при температуре 105°С), просеивают через сито с отверстиями 1 мм. Из подготовленного образца отбирают среднюю навеску (около 15 г) и высыплют в пикнометр, после чего его взвешивают. Затем в пикнометр наливают дистиллированную воду, которую для удаления пузырьков воздуха кипятят в течение 30—50 мин. После этого добавляют до метки воду, и пикнометр со всем содержимым охлаждают до 20°С и опять взвешивают. Удельный вес (γ_v) определяют по формуле

$$\gamma_v = \frac{g}{g_1 + g - g_2} \text{ г/см}^3,$$

где g — вес высушенного грунта;

g_1 — вес пикнометра с водой;

g_2 — вес пикнометра с водой и грунтом.

Удельный вес рыхлых грунтов колеблется от 0,5 до 2,9 г/см³. Наиболее распространенные на поверхности земли породы имеют следующие значения удельных весов (γ_v , г/см³):

Торфяной грунт	0,5—1,0
Глина	2,4—2,9
Лессовые породы	2,5—2,8
Песчанки	2,7—2,9
Мел	2,6—2,7
Песок кварцевый	2,65

Объемный вес в твердых породах определяют путем взвешивания специально вырезанных кубиков правильной формы. В рыхлых породах чаще всего применяют метод парафинирования. Этот метод сводится к следующему: из монолита вырезают образец округлой формы (весом 100—300 г) и покрывают пленкой парафина. Его объем определяют по объему вытесненной им воды. Значение объемного веса определяют по формуле:

$$\gamma_0 = \frac{g}{V_1 - V_2},$$

где g — вес образца;

V_1 — объем запарафинированного образца;

V_2 — объем парафина, определяемый как разность весов запарафинированного и незапарафинированного образцов, деленная на объемный вес парафина, равный 0,9.

Объемный вес грунтов зависит от структуры грунта (пористости), влажности и удельного веса. Для наиболее распространенных грунтов его значение в естественных условиях находят в следующих пределах (т/м³).

Пески	1,43—1,70
Суглинки	1,37—1,80
Глины	1,40—2,35
Песчанки	1,70—2,60
Известняки	2,05—2,35
Торф	0,5—1,1

Пористость, объемный вес скелета и коэффициент пористости получают расчетным путем. В песках расчетная пористость отражает главным образом объем межчастичных пор и поэтому может служить прямым показателем, характеризующим уплотненность грунта. Степень плотности песков характеризуется непосредственно значениями коэффициента пористости (e). СНиП ПБ 1—62 предлагает следующую оценку плотности песков (табл. 23).

Таблица 23

Плотность песков в зависимости от значения

Наименование песчаных грунтов	Плотность сложения		
	плотные	средней плотности	рыхлые
Пески гравелистые крупные и средние	$e < 0,55$	0,55—0,70	$e > 0,70$
Пески мелкие	0,60	0,60—0,75	0,75
Пески пылеватые	0,60	0,60—0,80	0,80

В практике для оценки плотности песков часто используется показатель плотности D — величина, определяемая по лабораторным данным и равная

$$D = \frac{\epsilon_{\max} - \epsilon}{\epsilon_{\max} - \epsilon_{\min}},$$

где ϵ_{\max} — максимальная пористость песка, определяемая измерением пористости сухого образца, уложенного путем рыхлой отсыпки в лабораторных условиях.

ϵ_{min} — минимальная пористость, определяемая в образцах песка, отсыпанных с наибольшим уплотнением на вибростолнике;

ϵ — естественная пористость песка.

Если значение $D < 0,33$, песок рыхлый, при $D = 0,33 - 0,66$ — среднетплотный, при $D > 0,66$ — плотный.

Коллоидные свойства

Эти свойства присущи преимущественно глинистым породам. Появление коллоидных свойств зависит от содержания коллоидных частиц размером менее $0,1 \text{ мк}$. Чем больше содержание в породе дисперсных частиц, тем выше ее удельная поверхность, представляющая собой суммарную поверхность частиц, содержащихся в единице объема. Так, если у слагающих зерен (условно принимают, что они имеют форму кубов) размер ребра $0,1 \text{ мм}$, то общая поверхность таких частиц, заключенных в объеме 1 см^3 , будет равна 600 см^2 , если такой же объем заполнен частицами размером $0,01 \text{ мк}$, то их поверхность будет равна 6000000 см^2 .

Столь значительные удельные поверхности обуславливают в глинистых грунтах особенно интенсивное развитие поверхностных явлений молекулярной природы. В дисперсных средах возникают электрические поля — результат того, что поверхности коллоидных частиц электрически заряжены. Известно, что величина заряда зависит от диэлектрической постоянной среды, предопределяющей величину диссоциации ионов, расположенных на поверхности частиц.

Коллоидные частицы отличаются сложным строением. В центре их располагается ядро, имеющее, как правило, кристаллическое строение. Ядро окружено ионной сферой, состоящей из двух слоев: адсорбционного и диффузного (рис. 164). Адсорбционный слой ионов непосредственно и прочно связан с поверхностью ядра. Диффузный слой ионов составляет внешнюю часть ионной сферы. Концентрация в нем ионов быстро падает по мере увеличения расстояния от ядра. Большинство грунтовых частиц, составляющих ядро, имеет отрицательный заряд, поэтому ионная сфера состоит из катионов. Сочетание отрицательно заряженной поверхности ядра и катионов

ионной сферы носит название двойного электрического слоя. Наличие зарядов на поверхности — причина возникновения в глинистых породах различных электрических явлений, например, электрофореза — перемещения глинистых частиц под влиянием электрического поля. Электрофорез широко используется в инженерной практике для обезвоживания.

Другое коллоидное свойство глинистых грунтов — их способность к физико-химическому обмену. Если через

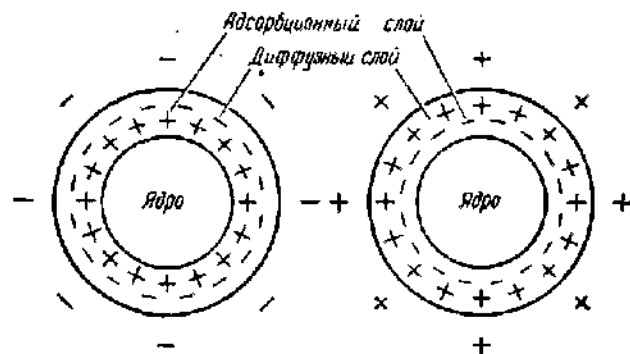


Рис. 164. Строение мицеллы

глинистую породу пропускать какой-либо раствор, то можно обнаружить, что после прохождения его через грунт из его состава исчезнут определенные ионы, а взамен появится ряд новых. Таким образом, произойдет поглощение грунтом одних ионов и вытеснение в раствор других ионов. В подобном обмене участвуют как ионы диффузного слоя, так и ионы, входящие в состав кристаллических решеток ядер. К. К. Гедройц установил, что обменной способностью обладают частицы, начиная с размера менее $0,005 \text{ мм}$.

Помимо явлений обмена, в грунтах возможно поглощение без видимого обратного выделения в раствор каких-либо ионов. Различают механическое, физическое, химическое и биологическое поглощения.

Механическое поглощение возникает путем задержки грунтом из состава фильтрующейся воды взвешенных частиц.

Физическое поглощение вызывается действием молекулярных сил, которые обуславливают поглощение из растворов веществ.

Химическое поглощение представляет собой процесс образования нерастворимых соединений в рыхлых породах и является результатом взаимодействия растворенных веществ, содержащихся в фильтрующихся водах, с грунтами. Часто химическое поглощение идет одновременно с физико-химическим обменом.

Биологическое поглощение вызывается жизнедеятельностью различных организмов и развито главным образом в почвах.

Поглотительная и обменная способность глинистых грунтов широко используется во многих отраслях промышленности (для очистки нефтепродуктов, жиров, масел и т. д.). Наиболее развито это свойство в глинистых породах, содержащих в своем составе монтмориллонит.

В качестве обменных ионов в глинах выступают главным образом водород, калий, натрий, магний и кальций.

Работы советских ученых (В. С. Шарова, И. В. Попова и др.) позволили установить, что ряд свойств глин в определенной степени зависит от состава обменных катионов. Влияние обменных катионов сильнее проявляется в обводненных монтмориллонитовых глинах. В меньшей степени оно выражено в гидрослюдистых и каолиновых глинистых грунтах.

Влияние состава обменных катионов на некоторые свойства пород показано в табл. 24.

Таблица 24

Состав обменных катионов и свойства пород

Свойства	Влияние обменных ионов натрия и калия на свойства пород	Влияние обменных ионов кальция и магния на свойства пород
Набухание Размокание Водопроницаемость	Повышают Усиливают Понижают	Снижают Понижают Повышают

Коллоидные системы могут находиться в двух состояниях: золя (собственно коллоидного раствора) или геля (студнеобразной массы). В глинистых грунтах, находя-

щихся в золеобразном состоянии, характерно распадение коллоидной системы на дисперсные — топкие частицы и общее снижение прочности водонасыщенных пород. При гелеобразном состоянии глинистых пород моночастицы объединены в агрегаты и прочность грунта более высокая.

Коллоидная система может переходить из одного состояния в другое. При этом переход золя в гель происходит в результате процесса, носящего название коагуляции, а обратный переход называется пептизацией. Коагуляция водонасыщенных глинистых пород возникает под действием различных причин: высушивания, замораживания, воздействия на них растворов электролитов и т. д.

Противоположный процесс — пептизация вызывается также рядом причин: обработкой глин раствором электролита, содержащего калий или натрий, снижением концентрации электролитов в растворе, процессом гидратации (для обратимых коллоидов) и некоторыми другими.

Особое значение имеет явление тиксотропии, представляющее собой пептизацию коллоидных систем при механическом встряхивании. Глинистые породы под действием тиксотропии могут мгновенно разжижаться. Через некоторое время после прекращения механического воздействия в системе восстанавливается первоначальная механическая прочность.

К тиксотропным изменениям способен широкий круг глинистых пород. Наиболее резко они выражены у пород, содержащих в своем составе монтмориллонит.

Возникновение тиксотропных явлений объясняется образованием некоторых типов оползней в водонасыщенных глинистых породах, во время которых происходит мгновенное снижение устойчивости склонов и откосов карьеров.

Изучение коллоидных явлений позволяет не только познавать природу прочности глинистых грунтов, но и искать пути улучшения их строительных свойств.

Консистенция и пластичность глинистых пород

Глинистые породы способны по мере изменения их влажности менять свое состояние (консистенцию). В сухом состоянии глины имеют довольно значительную

прочность, а в водонасыщенном они разжижаются и переходят в текучую консистенцию.

Величина влажности, соответствующая пределам изменения консистенции (от твердой к текучей), зависит от ряда факторов, в первую очередь от содержания глинистых частиц (размером менее 0,005 мм) и минералогического состава дисперсной части. Помимо этого, существенное влияние оказывает также состав обменных катионов. Так, если в состав обменного комплекса входят натрий или калий, то порода обладает более высокой гидрофильностью (способностью к поглощению воды).

Некоторая зависимость между содержанием глинистой фракции и характером пластичности позволяет использовать так называемое число пластичности (W_n) для приближенной классификации глинистых грунтов:

$$W_n = W_l - W_p.$$

Так, по нормам и техническим условиям проектирования естественных оснований (СНиП ПБ 1—62) породы делятся на следующие группы по значению W_n :

Песок	<1
Супесь	1—7
Суглинки	7—17
Глина	>17

Однако следует помнить, что число пластичности отражает не только гранулометрическую характеристику пород, но и их химико-минералогический состав. Последнее — одна из причин частых расхождений между гранулометрическим составом и значением числа пластичности.

По мере увеличения влажности глина становится все более мягкой и пластичной, при значительном увлажнении переходя в текучее состояние. Таким образом, в зависимости от влажности глина изменяет свою консистенцию от твердой до текучей.

Изменение консистенции глинистых пород с увеличением их влажности можно показать графически. На рис. 165 на выбранной оси откладываются значения влажности грунта и отмечается его состояние. При определенной влажности W_p , называемой влажностью ниж-

него предела пластичности (или предела раскатывания), глинистая порода перейдет из твердой консистенции в пластичную. Последняя характеризуется таким состоянием грунта, когда при механическом воздействии на него он легко изменяет свою форму без разрыва сплошности, при этом приданная ему форма сохраняется после прекращения воздействия.

Дальнейшее увеличение влажности до значения W_l , носящего название верхнего предела пластичности (границы текучести), вызывает переход глинистого грунта из пластичной в текучую консистенцию.

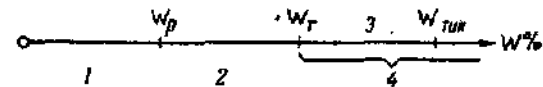


Рис. 165. Графическое изображение изменения консистенции глинистых пород:
1 — твердая консистенция, 2 — пластичная консистенция, 3 — тиксотропное состояние, 4 — текучая консистенция

В природных условиях при влажности, большей W_l порода может сохранять определенную прочность, не переходя в текучее состояние. Это связано с наличием в естественных условиях определенных структурных связей в глинистых породах, разрушаемых в процессе лабораторного определения значений границы текучести. Если подобную породу подвергнуть механическому встряхиванию, то вследствие тиксотропии она может перейти в текучую консистенцию.

В последнее время для того чтобы охарактеризовать степень приближения глин к свойствам истинных коллоидных систем, широко применяют показатель коллоидной активности глин. Он также отражает степень гидрофильности глинистых грунтов. По М. Н. Гольдштейну, этот показатель представляет собой отношение

$$\Pi = \frac{W_n}{m},$$

где Π — показатель степени гидрофильности;
 m — содержание глинистых частиц (размером менее 0,002 мм), %;
 W_n — число пластичности, %.

По величине показателя гидрофильности выделяют:

Неактивные глины	$P < 0,75$
Нормальные глины	$0,75 < P < 1,25$
Активные глины	$P > 1,25$

Для оценки консистенции глинистых грунтов применяется показатель консистенции (B):

$$B = \frac{W - W_p}{W_n}$$

СНиП дает следующие значения B для разных грунтов:

Супеси	
Твердые	$B < 0$
Пластичные	$0 \leq B \leq 1$
Текущие	$B > 1$
Суглинки и глины	
Твердые	$B < 0$
Полутвердые	$0 \leq B \leq 0,25$
Тугопластичные	$0,25 < B \leq 0,5$
Мягкопластичные	$0,5 < B \leq 0,75$
Текучепластичные	$0,75 < B \leq 1$

Водно-физические свойства

Помимо ранее рассмотренных водно-физических свойств пород — влагоемкости, водопроницаемости и водоудерживающей способности, — существует ряд других, порождаемых взаимодействием грунта с водой. К ним относятся набухание, усадка, размокание и размягчение.

Набухание представляет собой свойство глинистых пород увеличивать объем по мере возрастания влажности. Исследования авторов показали, что большая часть набухания глин возникает в результате капиллярного увлажнения. Дальнейшее повышение влажности до полного водонасыщения ведет к незначительному приросту объема образцов. На рис. 166 показан график набухания монтмориллонитовых глин района Волгограда, из которого можно видеть указанную зависимость этого свойства от типа смачивающей воды.

Набухание глинистых пород имеет осмотическую природу и связано с увеличением толщины гидратно-ионных

слоев на поверхности глинистых частиц и в межпакетных пространствах кристаллических решеток минералов группы монтмориллонита. Величина набухания зависит от состава глинистых минералов и количественного содержания глинистых частиц. Наиболее способны к набуханию монтмориллонитовые глины. Гидрослюдистые глинистые породы набухают значительно меньше. Незначительное набухание присуще глинам, содержащим каолинит и дисперсный кварц.

На величину набухания оказывают влияние также состав обменных катионов, химический состав воды и некоторые другие факторы.

Абсолютная величина свободного набухания определяется в приборах конструкции А. М. Васильева, Ларионова — Уколовой и т. д. Основная часть этих приборов — бронзовое кольцо, в которое заряжается грунт.

Линейная деформация образцов в процессе набухания замеряется при помощи индикаторов. Ее величина оценивается по формуле:

$$i_{\text{наб}} = \left(\frac{h_1}{h_n} - 1 \right) \cdot 100,$$

где $i_{\text{наб}}$ — величина набухания, %;

h_n — начальная высота образца;

h_1 — высота образца после набухания.

Помимо величины набухания, практический интерес представляет также величина давления набухания. Величина последнего в глинах может достигать 5—8 кг/см². В качестве примера, характеризующего набухание различных минералогических типов глин, приведем результаты исследований набухания глин восточного Прикаспия (табл. 25).

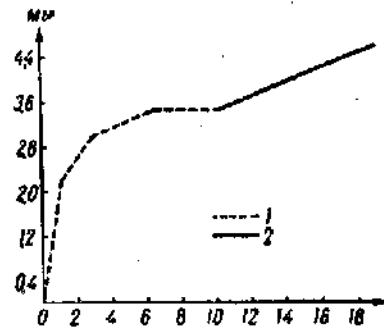


Рис. 166. График набухания хвалыинских глин из района Волгограда:
1 — капиллярное насыщение, 2 — полное насыщение

Зависимость набухания глин от состава их минералов

Характеристика набухания	Гидрослюдисто-монт-мориллонитовые глин	Кволинитово-гидро-слюдистые глин
Величина $t_{наб}$	До 25%	До 12%
Давление набухания	До 5 кг/см ²	До 1 кг/см ²
Способность к набуханию при капиллярном насыщении	Хорошо развита	Хорошо развита
Способность к набуханию при насыщении от капиллярного к полному	Наблюдается значительное увеличение высоты образцов	Незначительна
Скорость течения процесса	Длительный процесс	Быстро протекающий процесс

Набухание имеет большое значение при оценке строительных свойств глинистых пород. Известны случаи, когда увлажняемые глин, лежащие в основании сооружений, увеличиваясь в объеме в процессе набухания, вызывали серьезные деформации зданий.

Усадка. При понижении влажности глинистых пород возникает усадка — уменьшение их объема. Различают линейную и объемную усадку. Линейную усадку (Δl) определяют по формуле:

$$\Delta l = \frac{l_1 - l_2}{l_1} \cdot 100\%,$$

где l_1 — длина влажного образца;

l_2 — длина образца, достигшего предела усадки.

Объемная усадка (ΔV) имеет значение, определяемое формулой

$$\Delta V = \frac{V_0 - V}{V_0} \cdot 100\%,$$

где V_0 — первоначальный объем влажного грунта,

V — объем грунта после достижения предела усадки.

В результате усадки грунты растрескиваются (рис. 167). Переменное увлажнение и высушивание, вызывающее то набухание, то усадку пород, приводит к шелушению и разрушению откосов каналов, карьеров и других сооружений.

Размокание. Глинистые породы при погружении в воду способны с большей или меньшей скоростью разрушаться. Скорость размокания их служит качественной характеристикой грунта. Она определяется путем вырезки из породы монолитиков кубической формы с размерами $2 \times 2 \times 2$ см и последующего опускания их в воду на проволочную сетку, имеющую ячейки 1×1 см. Помимо определения времени течения процесса, важно изучение

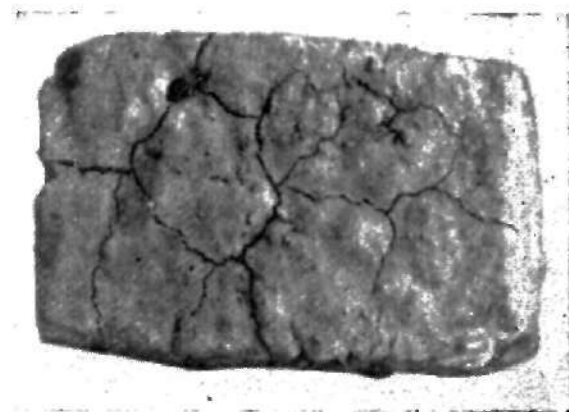


Рис. 167. Растрескивание глинистых пород при переменном набухании и усадке

характера образующихся продуктов размокания. В одних случаях порода полностью разрушается с образованием тонких частичек, в других остаются крупные комки или листочки, долгое время не размокающие.

Особенно быстро распадаются в воде лёссовые породы. Время их размокания колеблется от 15 сек до 1—2 мин. Скорость размокания в определенной степени зависит от начальной влажности грунта: чем она выше, тем медленнее размокание. В процессе размокания в одних случаях образуются скопления тонких частиц, в других — порода распадается на листочки или агрегаты разных размеров.

Размягчение — свойство, близкое к размоканию, присущее твердым породам, в которых воздействие воды вызывает не полное разрушение, а только уменьшение

прочности. Падение прочности пород характеризуется величиной коэффициента размягчения ($K_{\text{раз}}$)

$$K_{\text{раз}} = \frac{R'_{\text{сж}}}{R_{\text{сж}}},$$

где $K_{\text{раз}}$ — коэффициент размягчения;

$R_{\text{сж}}$ — временное сопротивление породы сжатию до насыщения водой;

$R'_{\text{сж}}$ — временное сопротивление сжатию после насыщения водой.

Коэффициент размягчения косвенно характеризует сопротивляемость пород выветриванию и их морозостойкость. Для горных пород — естественных строительных материалов — величина коэффициента размягчения должна быть не ниже 0,75—0,8.

Степень размягчения зависит от состава цемента, трещиноватости, присутствия в составе породы воднорастворимых минералов и т. д.

Важнейшее свойство горных пород, применяемых в качестве естественных строительных материалов, — морозостойкость — способность подвергаться многократному замораживанию без видимых следов разрушения. Методика исследования на морозостойкость рассматривается в курсе строительных материалов.

ПОНЯТИЯ О МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

Общие представления

Механические характеристики грунтов играют важнейшую роль при оценке строительных свойств как рыхлых, так и твердых пород. Для рыхлых грунтов, используемых в качестве оснований различных сооружений, возникает необходимость выявления их механической устойчивости под действием давлений. Если представить себе, что на поверхность грунта воздействует какая-либо сосредоточенная сила, то в грунте возникает система сил.

Если рассмотреть какой-либо элементарный кубик грунта, располагающийся в зоне действия силы, то можно видеть, что воздействующая на него результирующая

сила разделяется на две составляющие: нормальные силы, приложенные перпендикулярно к его граням (N_x, N_y, N_z) и тангенциальные силы (T_x, T_y, T_z), воздействующие вдоль граней (рис. 168). Первые стремятся сжать элементарный кубик, а вторые — его сдвинуть.

В результате действия нормальных сил возникает осадка сооружений, а тангенциальные силы порождают

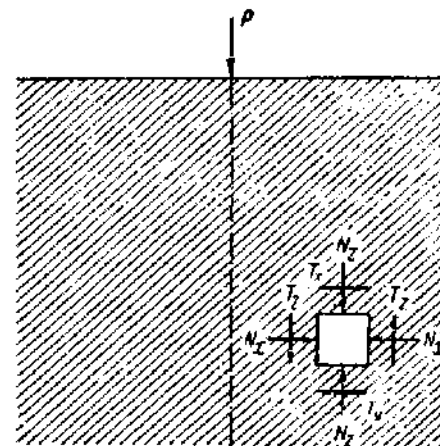


Рис. 168. Схема сил, действующих на микроучасток грунта от приложенной нагрузки

сдвиг и последующее выпирание грунта из-под фундамента, которое может привести к разрушению сооружения. Таким образом, для прочности естественных оснований наиболее опасны силы, вызывающие в грунтах сдвиг.

В соответствии с двумя главными формами деформаций оснований в рыхлых породах их исследуют на сжатие и сопротивление сдвигу.

Массивные горные породы, используемые в качестве естественного строительного камня для кладки, наружной и внутренней отделки, в механическом отношении характеризуются пределом прочности на сжатие. Этот показатель представляет собой напряжение, соответствующее нагрузке, при которой разрушаются образцы массивных пород.

Сжимаемость рыхлых горных пород

Испытание рыхлых пород на сжатие проводится как в лаборатории, так и в полевых условиях.

В лаборатории грунт на сжатие испытывается в компрессионных приборах. Главная часть этих приборов — бронзовое кольцо, заполняемое при испытании грунтом с ненарушенной структурой, на который при помощи штампа передается определенная нагрузка.

Сущность испытания рыхлых пород на сжатие сводится к приложению нарастающих ступеней давления (0,5;

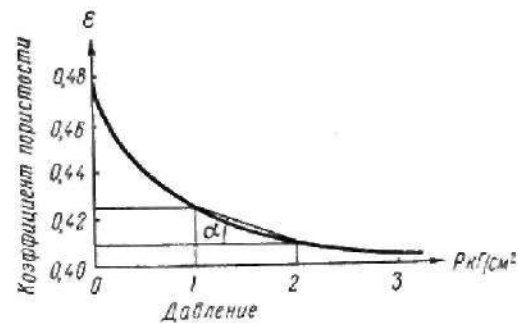


Рис. 169. Компрессионная кривая

1,0; 1,5; 2; 2,5; 3; 4; 5,0 кГ/см^2) и определению уменьшения высоты образца. Считается, что сжатие пород в пределах давлений, не превышающих $5,0 \text{ кГ/см}^2$, происходит за счет уменьшения пористости. Поэтому, зная величину сокращения высоты образца, можно вычислить соответствующее уменьшение коэффициента пористости:

$$\varepsilon_i = \varepsilon_0 - \frac{\Delta h}{h} (1 + \varepsilon_0),$$

где ε_i — коэффициент пористости, соответствующий приложенной нагрузке;

ε_0 — начальный коэффициент пористости;

h — начальная высота образца грунта;

Δh — величина уменьшения высоты образца.

По значениям коэффициента пористости, соответствующим каждой ступени давления, строится компрессион-

ная кривая (рис. 169), представляющая собой зависимость $\varepsilon = f(P)$.

Тангенс угла наклона определенных участков кривой — одна из главных характеристик сжимаемости рыхлых пород:

$$\operatorname{tg} \alpha = a = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{P_2 - P_1}.$$

Величина a носит название коэффициента сжимаемости. В зависимости от ее значения рыхлые породы делятся на:

сильно сжимаемые . . .	$a > 0,05$
средне сжимаемые . . .	$a = 0,01 - 0,05$
слабо сжимаемые . . .	$a < 0,01$

Наиболее прост процесс сжатия песчаных грунтов. Что касается глинистых пород, то здесь он носит гораздо

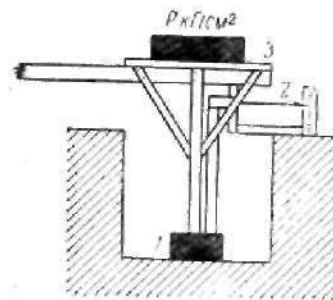


Рис. 170. Установка для испытания грунта статической нагрузкой:

1 — штамп, 2 — отчетное устройство, 3 — грунтовая платформа

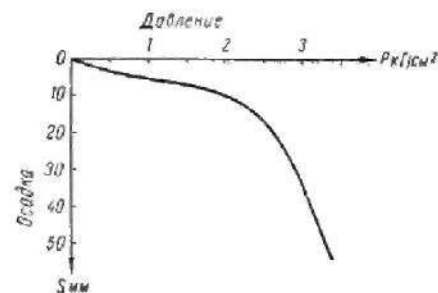


Рис. 171. График зависимости осадки от давления

более сложный характер. Н. Я. Денисов показал, что уплотнение глин представляет собой сложный комплекс, состоящий из трех типов деформаций:

а) упругих — при которых сохраняется пропорциональность между приложенными давлениями и величиной уплотнения;

б) структурно-адсорбционных — возникающих вследствие изменения толщины пленок воды в местах контактов частиц и внутри минералов;

в) структурных — порождаемых взаимоперемещением частиц внутри пород.

В полевых условиях сжимаемость определяют методом статической нагрузки. Он сводится в приложении к штампу площадью 600 или 5000 см² последовательно задаваемых ступенями давлений (0,5—1,0—1,5—2,0—2,5—3,0 кг/см²). Установка состоит из железного штампа, устанавливаемого на дне специального шурфа или в скважине на заданной глубине, стойки, передающей давление, и грузовой платформы с уравнивающим устройством (рис. 170). Измеряя величину осадки при различных давлениях, можно построить график зависимости $S=f(p)$ (рис. 171).

Опыт проводят до момента разрушения или до заданных давлений.

Результаты испытания позволяют определить величину модуля сжимаемости, характеризующую способность грунта к уплотнению, по формуле:

$$E_0 = (1 - \mu^2) \frac{P}{Sd},$$

где E_0 — модуль сжимаемости, выраженный в кг/см²;
 P — нагрузка на штамп в кг/см²;
 d — диаметр круга, равновеликого площади штампа (при $F=5000$ см², $d=79,8$ см);
 S — конечная осадка, соответствующая нагрузке P ;
 μ — коэффициент бокового расширения.

Получаемое значение E_0 используется для расчетов величины осадки зданий и сооружений.

В настоящее время распространена полевая оценка относительной плотности грунтов методом зондирования по результатам статического или динамического (ударного) погружения стандартного конуса в грунт.

Сопротивление сдвигу рыхлых пород

В песчаных грунтах, в которых между частицами нет каких-либо заметных связей, сопротивление сдвигу определяется действием одной лишь силы трения:

$$T = N \operatorname{tg} \varphi,$$

где T — сопротивление песчаного грунта сдвигу;
 N — нормальная сила, приложенная к грунту;
 $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент внутреннего трения грунта.

Можно видеть, что коэффициент внутреннего трения грунта $\operatorname{tg} \varphi = \frac{T}{N}$. Угол φ носит название угла внутреннего трения грунта и служит важнейшей механической характеристикой рыхлых пород.

В глинистых грунтах сопротивление сдвигу носит более сложный характер. В первом грубом приближении оно оценивается формулой Кулона:

$$T = N \operatorname{tg} \varphi + C,$$

где C — сила сцепления между глинистыми частицами.

Величина сопротивления сдвигу глинистых пород зависит от их начальной плотности, влажности и некоторых других исходных свойств.

Сопротивление сдвигу определяют в сдвиговых приборах различных конструкций. В основе всех этих приборов

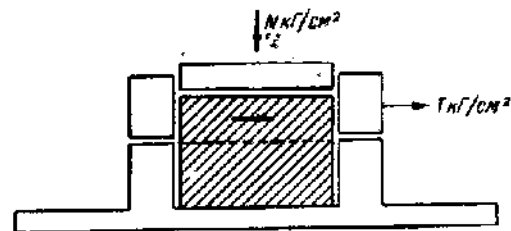


Рис. 172. Принцип определения сопротивления грунта сдвигу

лежит осуществление искусственного сдвига образцов нарушенной или ненарушенной структуры, помещенных в одних приборах в прямоугольную, в других — в круглую обойму, разрезанную на две продольные части (рис. 172). Верхняя часть обоймы прочно закрепляется, а нижняя может свободно перемещаться. На образец сверху с помощью специального устройства прилагается нормальная сила; к подвижной половине обоймы прикладывается нарастающее горизонтальное усилие, действующее вплоть до момента сдвига грунта. Полученное при этом значение T представляет собой величину сопротивления грунта сдвигу при данном нормальном давлении.

Типы движений земляных масс на склонах

При определенных условиях земляные массы, слагающие склоны, могут терять устойчивость и смещаться вниз по уклонам. Пример таких движений — обрушение и оползание откосов, сложенных рыхлыми породами.

В зависимости от величины уклонов и состава пород, слагающих склон, возникают те или иные виды смещения. Главные их разновидности — обвалы, осыпи и оползни.

Обвалы представляют собой внезапное обрушение земляных масс, при которых возникает вращение перемещающихся пород. Обвалы наиболее часты на сравнительно крутых склонах (уклона 25—30°). В горных местностях возникновению обвалов массивных пород способствует их трещиноватость. Количество перемещаемых при обвалах пород колеблется от нескольких тонн до десятков миллиардов тонн. Так, в результате обвала горных склонов, во время которого переместились миллионы тонн горных пород, перегородивших реку Юпшару, возникло запрудное озеро Рица.

Наиболее интенсивное образование обвалов в горных местностях происходит в весеннее время, когда идет таяние льда, цементирующего трещины пород. Могут возникать также обвалы и обрушения крутых откосов каменных карьеров.

Борьба с этим явлением в горных местностях затруднительна. Более эффективно можно вести борьбу с обвалами откосов карьеров. Мероприятия, применяемые для предупреждения неожиданных обвалов, проводятся по двум направлениям:

а) предупредительные — среди которых главное место занимает искусственное обрушение угрожающих обвалом масс пород, производимое либо забиванием клиньев в трещины массивов, либо взрывным методом;

б) инженерные — при которых проводят работы по искусственному укреплению обвалоопасных массивов. Наиболее часто применяют нагнетание цемента в трещины, скрепление обвалоопасных массивов металлическими тязами и т. д. Помимо этого, иногда возводят защитные

В последнее время сопротивление сдвигу грунтов начали определять в условиях трехосного сжатия путем испытаний на специальных приборах — стабилометрах. Эти приборы позволяют также судить о сжимаемости пород в условиях определенного расширения грунта в стороны.

Все большее значение приобретает полевая оценка сопротивления слабым грунтам сдвигу по результатам испытаний вращательным срезом. Последний осуществляется лопастным прибором, представляющим собой две металлические прямоугольные пластины — лопасти, размещенные под углом 90°. С помощью штанги их задавливают в грунт, а затем измеряют усилие, необходимое для поворота их на 360°.

Для определения величины сцепления глин, как в лабораториях, так и в полевых условиях, применяется также метод шарикового штампа Н. А. Цытовича.

Механические характеристики массивных пород

Для определения предела прочности на сжатие ($R_{сж}$) массивных горных пород из них изготовляют монолитные образцы, имеющие либо форму кубиков с размером ребер от 3 до 30 см, либо цилиндров или призм. Образцы испытывают на прессах на сжатие до разрушения. Величину прочности на сжатие определяют по формуле:

$$R_{сж} = \frac{P_{раз}}{F} \text{ кг/см}^2,$$

где $P_{раз}$ — давление, при котором произошло разрушение образца;

F — площадь одной стороны кубика.

Прочность на сжатие некоторых распространенных пород колеблется в следующих пределах:

известняк плотный	350—2 000	кг/см ²
известняк-ракушечник	5—60	»
песчаник	5—5 000	»
гранит	900—2 600	»
базальт	870—4 850	»

Большое влияние на прочность оказывает трещиноватость массивных пород.



Рис. 173. Оползень в районе Одессы, возникший в 1957 г. (фото Г. В. Золотарева)

сооружения, воспринимающие удары обваливающихся масс горных пород.

Осыпи представляют собой скопление в нижних частях крутых склонов обломочного делювиального материала: щебня, дресвы, песчано-глинистых масс и более крупных обломков пород. По мере накопления обломочного делювия, а также при увлажнении осыпи последняя начинает медленно перемещаться вплоть до момента наступления равновесия. Подобные перемещения носят название осовов. Осовы могут возникать также и от других причин, например при землетрясениях. Борьба с осовами осуществляется путем принятия мер против дальнейшего накопления обломочного материала, устройства дренажных сооружений для осушения тела осыпи.

Оползни — явления, представляющие собой скольжение земляных масс по склонам под действием гравитационных сил и увлажнения, вращения смещающихся масс при этом не возникает. Большинство точек сползающих пород перемещается по траекториям, близким к очертающим поверхности скольжения. Иногда оползни переходят в обвалы, в этом случае они называются оползнями-обвалы.

Оползни

Оползни особенно широко развиты на берегах морей и рек. Из старинных летописей широко известны оползни высокого правого берега р. Волга. Большой ущерб ежегодно приносят оползневые явления на высоком берегу Днепра у Киева, у черноморских берегов Кавказа, Южного Крыма и в других местах нашей страны. На рис. 173 показан один из оползней берега Черного моря, возникший в районе Одессы в 1957 г. Оползни могут развиваться на откосах искусственных насыпей и выемок, а также в стенках карьеров (рис. 174).

Изучением оползней в СССР занимались крупные геологи: А. П. Павлов, Ф. П. Саваренский, И. В. Попов, Н. Ф. Погребов и многие другие. На основе их трудов установлены главные причины образования оползней, дана их классификация и разработаны меры борьбы с ними.

Главными морфологическими элементами оползней являются: а) тело оползня; б) подошва оползня; в) поверхность скольжения; г) поверхность



Рис. 174. Деформация железной дороги при оползне

оползня; д) оползневой цирк, возникающий на месте отрыва оползающего массива от склона (рис. 175).

Главные внешние признаки оползней следующие.

1. Развитие в верхних частях склонов трещин, ориентированных вдоль склона; их появление свидетельствует о возникновении отрыва оползневого тела.

2. Бугристость оползневого склона и появление на нем террасовидных уступов. В развивающихся оползнях на

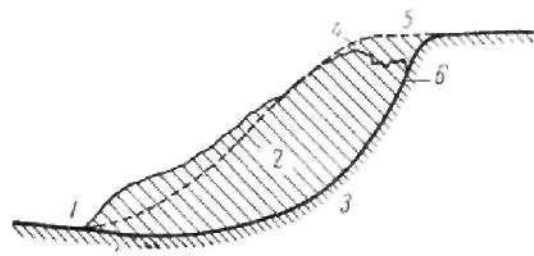


Рис. 175. Элементы оползня:

1 — подошва, 2 — тело оползня, 3 — поверхность скольжения, 4 — оползневые террасы, 5 — склон до оползня, 6 — оползневой цирк

поверхности часто обнаруживаются уступы, возникающие вследствие различных скоростей движения разных участков оползневого тела. Иногда вместо правильных уступов в процессе движения оползня образуются бугры неправильной формы. Бугристость может возникать также при эрозионной переработке оползневых уступов.

3. Возникновение оползневых цирков на участках отрыва оползающих массивов.

4. Образование у подошвы оползня характерных валов выпирания вследствие давления вышележащих частей оползневого тела.

5. «Пьяный» лес (рис. 176), возникающий как следствие смещения оползня, при котором корневая система древесных растений, перемещаясь в зависимости от скорости движения участка, придает стволам то или иное направление.

6. Наклон столбов, заборов, стен. Появление оползневых деформаций в сооружениях, расположенных на склонах.



Рис. 176. «Пьяный» лес на оползневом склоне

7. Возникновение трещин и плоскостей отрыва на горизонтальных участках, расположенных за бровкой уступов карьеров.

Скорость движения оползней колеблется от сантиметров в год до 10—30 м в день. Для наблюдений за перемещением оползневого массива устанавливается система реперов. Движение оползней может регулироваться также системой маяков, устанавливаемых поперек трещин, что позволяет выявить скорость возрастания ширины трещин.

Причины образования оползней весьма разнообразны. Главные из них — а) нарушение механической устойчивости земляных масс на склонах; б) возникновение суффозионных явлений; в) тиксотропное снижение прочности глинистых пород; г) сейсмические сотрясения; д) деятельность человека.

Нарушение механической устойчивости земляных масс на склонах возникает вследствие разных обстоятельств: подмыва берегов реками и морями, дополнительного нагружения склонов сооружениями, возникающего в породах, слагающих склоны, гидростатического и гидродинамического давления воды и др.

Общее уравнение устойчивости земляных масс на склонах может быть записано в виде уравнения:

$$T = N \operatorname{tg} \varphi + cF,$$

где T — сдвигающая составляющая веса массива;
 N — нормальная составляющая веса;
 F — поверхность скольжения оползня;
 c — коэффициент сцепления;
 $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент внутреннего трения.
 Из рис. 177 следует, что

$$T = G \sin \alpha, \text{ а } N = G \cos \alpha,$$

где G — вес оползневого тела; α — угол естественного откоса. Путем простых преобразований можно получить, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \varphi + \frac{cF}{G \cos \alpha}.$$

Степень устойчивости откоса выражается коэффициентом запаса $K_{уст}$, его величина равна:

$$K_{уст} = \frac{N \cdot \operatorname{tg} \varphi + cF}{T}.$$

Коэффициент запаса устойчивого склона должен быть всегда больше 1,1. Уменьшение коэффициента трения и величины сцепления, возникающих при увлажнении массива, сложенного глинистыми грунтами, всегда влечет за собой снижение коэффициента запаса и последующее возникновение оползня.

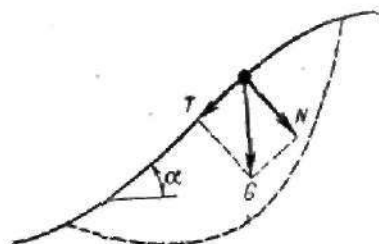


Рис. 177. Схема сил, действующих на склоне

В настоящее время многие специалисты считают, что в глинах прочность обусловлена главным образом сцеплением.

Н. Я. Денисов полагает, что для глин коэффициент запаса определяется следующим выражением:

$$K_{уст} = \frac{2c}{\sigma_1 - \sigma_3},$$

где c — сцепление, σ_1 и σ_3 — наибольшее и наименьшее главные напряжения в массиве.

Суффозия, или вынос частиц породы водой, возникает при достаточно высоком гидродинамическом давлении (G_r) грунтового потока. Величина этого давления равна:

$$G_r = \gamma_v \cdot I,$$

где γ_v — объемный вес воды;
 I — гидравлический уклон.

Суффозия может вызвать понижение прочности грунтов и явиться причиной возникновения оползней. Пример подобных смещений пород — некоторые оползни района Волгограда. Здесь под шоколадными глинами на высоком правом берегу Волги залегают прослои песков (рис. 178).

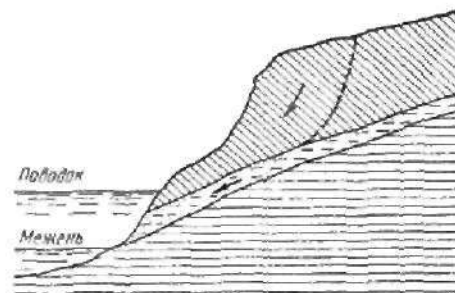


Рис. 178. Схема суффозионного оползня на берегах Волги в районе Волгограда

К ним приурочен горизонт безнапорных подземных вод. При весенних паводках на Волге возникает подпор этого горизонта воды и пески полностью заполняются водой. После быстрого спада паводка вследствие больших значений гидравлических градиентов в песчаном слое образуется высокое гидродинамическое давление, вызывающее суффозионный вынос песка и последующее развитие оползня береговых участков.

Тиксотропные явления, возникающие в водонасыщенных глинистых породах, действуя вместе с другими факторами, в некоторых случаях влекут за собой образование так называемых пластичных оползней. При сотрясениях глинистых толщ мгновенно развивается тиксотропия, при которой в определенных частях массива глинистый грунт разжижается, что влечет за собой резкое падение сопротивления сдвигу и образование оползней. Коллоидные свойства глинистых пород — причина

возникновения ползучести глин, которая, протекая при незначительных разностях давлений, может стать причиной оползания.

При землетрясениях в земляных массивах возникают мгновенные дополнительные горизонтальные усилия, вызванные сейсмическими ударами. Разлагая горизонтальную составляющую сейсмической волны, получаем одно усилие, направленное по линии действия сдвигающей силы (T_2), которое при суммировании с действующей гравитационной силой (T_1) вызовет возрастание сдвигающего усилия ($T_1 + T_2$), и другое усилие, направленное нормально к поверхности склона и ориентированное в направлении, противоположном действию нормальной составляющей силы тяжести N_2 (рис. 179).

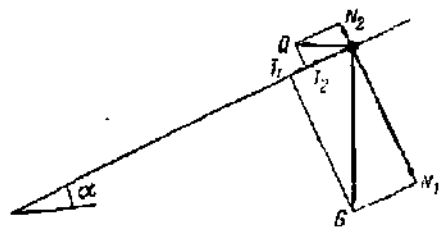


Рис. 179. Схема расположения сил на откосах при сейсмических сотрясениях

Уравнение равновесия изменится, приняв вид:

$$T + T_1 = (N - N_1) \operatorname{tg} \varphi + cF.$$

Таким образом, при сейсмических воздействиях на массивы равновесие нарушается. Это служит главной причиной массового возникновения оползней во время землетрясения на сравнительно устойчивых склонах.

Оползни развиваются также и в других случаях: при подрезке склонов дорожными выемками, при устройстве карьеров, строительстве различных котлованов и вследствие других причин.

Мероприятия по борьбе с оползнями

Для борьбы с оползневыми явлениями существует большое количество различных мероприятий, которые можно разделить на 4 группы: 1) профилактические; 2) направленные на борьбу с обводненностью оползневых

участков; 3) направленные на увеличение устойчивости склонов; 4) прочие мероприятия.

Профилактические мероприятия заключаются в запрещении нарушения природных условий склона: вырубке лесонасаждений, их распахки, устройства орошения и т. д. К этой же группе относится запрещение подрезки

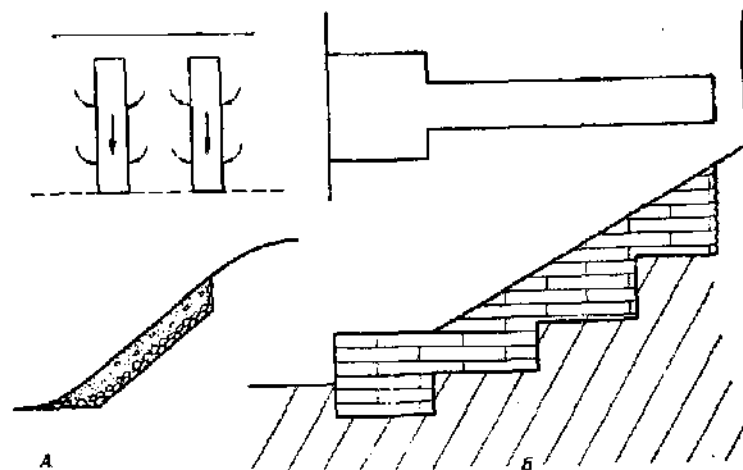


Рис. 180. Дренажная прорезь (А) и контрфорсный дренаж (Б)

склона дорожными выемками, строительными котлованами, траншеями и другими аналогичными сооружениями. Сюда же необходимо отнести мероприятия, предотвращающие подмыв берегов рек и морей. В некоторых случаях приходится запрещать возведение сооружений на оползневых склонах и выполнение взрывных работ.

В группу мероприятий, направленных на борьбу с обводнением оползневых массивов, входит сооружение системы нагорных канав, перехватывающих дождевые воды и отводящих их в стороны от опасных участков склонов, а также планирование поверхности. К этой группе мероприятий относится дренирование и отвод от оползневого массива подземных вод. Для этих целей широко применяется устройство дренажных прорезей (рис. 180, А), контрфорсных дренажей (рис. 180, Б), вертикального дренажа, дренажных штолен и т. д.

К мероприятиям, направленным на повышение устойчивости оползневых склонов, относится постройка противооползневых подпорных стенок, прошивка склона сваями (деревянными, бетонными, железобетонными). Эти мероприятия, как правило, оказываются малоэффективными. К этой же группе относится срезка оползневых склонов для понижения угла естественного откоса.

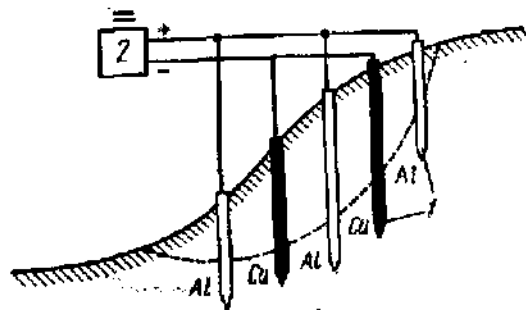


Рис. 181. Схема электрохимического закрепления глинистого оползня:
1 — сваи, 2 — источник постоянного тока

Помимо перечисленных мероприятий, принимаются меры для повышения прочности грунтов, слагающих оползнеопасный массив. Сюда относятся методы электрохимического закрепления глинистых пород (рис. 181) и некоторые другие.

Прочие мероприятия направлены на пассивную защиту сооружений от разрушительного действия оползней. Примером служат противооползневые тоннели у подошвы оползней, которые в процессе движения погребаются сползающим материалом.

Устойчивость стенок карьеров в рыхлых породах

При строительстве и эксплуатации карьеров приходится решать вопросы создания устойчивых откосов уступов.

Категорически запрещается добыча естественных строительных материалов с образованием нависающих

участков стенок. Во всех случаях проектирования карьеров необходимо предусмотреть очертания стенок, обеспечивающие их устойчивость к обвалам и оползням.

Песчаные породы в сухом состоянии являются устойчивыми грунтами и допускают устройство откосов с углами в 30° (отношение высоты к заложению $1:1\frac{3}{4}$).

В рыхлых водонасыщенных песках могут неожиданно возникать катастрофические оползни при взрывных работах или быстрых снижениях уровня грунтовых вод. Так, при разработке в мелкозернистых песках одного из карьеров возник неожиданный оползень, при котором в течение нескольких минут переместилось $1,5$ млн. m^3 материала. В водонасыщенных песках, имеющих среднюю плотность, устойчивые откосы определяются величиной в 25° (отношение высоты к заложению $1:2\frac{1}{4}$).

При строительстве карьеров в пльвунах необходимо предусматривать либо крепление, либо применение специальных методов проходки.

Устойчивость откосов в глинистых породах определяется целым рядом факторов: а) влажностью, б) строением глинистой толщи и присутствием в ее составе прослоев водонасыщенных песков, в) плотностью глин, г) предрасположенностью их к тиксотропному разжижению.

В сухом состоянии глины легко держат откосы с углом в $40-45^\circ$. В мокрых глинах величина устойчивых откосов уменьшается до $20-25^\circ$ и при земляных работах принимаются минимальные отношения высоты к заложению $1:2\frac{3}{4}$.

В глинах также возможны неожиданные катастрофические оползни, имеющие тиксотропную природу. Особенно часто подобные оползания откосов возникают на глинах, содержащих тонкие прослойки мелкого песка и пыли. Так, Терцаги и Пек описывают оползень на ленточной глине вблизи р. Гудзона (США), возникший неожиданно на откосе высотой 12 м. Он привел к перемещению откоса на 360 м с выпучиванием поверхности перед откосом на 90 м. Оползень произошел настолько быстро, что расположенная поблизости электростанция была мгновенно разрушена и все находящиеся в ней люди погибли.

Гравелистые и галечные породы устойчивы в откосах. Но при наличии примесей песчано-глинистого материала их устойчивость по мере увлажнения

резко снижается. В сухих гравийно-галечниковых породах устойчивые откосы имеют углы $35-40^\circ$ ($1:1\frac{1}{2}$ или $1:2\frac{1}{4}$). В водонасыщенных галечниках откосы следует уменьшать до $1:2\frac{1}{4}$.

Для обеспечения устойчивости откосов в карьерах устраняются промежуточные горизонтальные площадки — бермы, осуществляется отвод поверхностных и подземных вод в сторону от откосов.

ПЛЫВУНЫ

Понятие о пльвунах

Определенные типы рыхлых пород, находясь в водонасыщенном состоянии, способны к пльвучести. При вскрытии в таких породах, траншей, котлованов, шурфов, карьеров стенки последних интенсивно оплывают. При земляных работах в пльвунах во многих случаях углубление котлованов без проведения специальных мероприятий невозможно. Чем больше извлекается из выемки грунта, тем большее количество поступает его со стенок и дна.

В карьерах и котлованах, пройденных в водонасыщенных рыхлых песках, иногда возникает неожиданное катастрофическое оплывание стенок, при котором перемещаются десятки и сотни тысяч тонн грунта, вызывая серьезные разрушения сооружений и даже гибель людей.

В последнее время И. М. Горькова установила, что истинные пльвуны являются определенным типом пород, способных переходить в пльвучее состояние вследствие повышенного содержания коллоидных и среди них — особенно гуминовых веществ. Именно они и определяют предрасположенность к оплыванию.

Основываясь на глубоких исследованиях пльвунов, А. Ф. Лебедев разделил их на две группы: псевдопльвуны и истинные пльвуны.

Псевдопльвуны представляют собой песчаные породы, пльвучесть которых обусловлена лишь гидродинамическим давлением грунтовых вод. Переход их в пльвучее состояние происходит при критическом гидравлическом градиенте:

$$I_{кр} = (\gamma_y - 1)(1 - n),$$

где $I_{кр}$ — гидравлический градиент, при котором песок переходит в пльвучее состояние;

γ_y — удельный вес песка;

n — пористость, выраженная в долях единиц.

Псевдопльвуны представляют собой не какой-либо определенный тип пород, а их специфическое состояние. Оно может проявляться при определенных условиях в самых различных породах: песках разного гранулометрического состава, супесях, гравелистых породах и т. д.

К псевдопльвунам относятся главным образом пески средне- и мелкозернистые. Для них характерно незначительное содержание пылевато-иловатых и глинистых частиц. Характерная особенность этого типа пльвунов — довольно легкая отдача ими воды.

Истинные пльвуны в отличие от псевдопльвунов содержат значительную примесь глинистых и пылевато-иловатых частиц, что обуславливает их высокую гидрофильность. Для них характерна низкая водопроницаемость. Значение коэффициента фильтрации истинных пльвунов колеблется от 0,005 — до 0,0001 см/сек. Пльвучесть этого типа пльвунов возникает при низких значениях гидравлических градиентов и является следствием поверхностных явлений, развивающихся на границе раздела воды и твердых частиц породы. Значительное развитие этого типа пльвунов связано с их высокой удельной поверхностью. В них с особой силой проявляются тиксотропные явления.

Внешние истинные пльвуны обнаруживаются по ряду характерных признаков:

а) при откачке воды из котлованов с пльвунами откачиваемая суспензия по цвету и консистенции часто напоминает цементное молоко;

б) кусочек пльвуна, вынутый из котлована, имеет вид слабовлажного грунта, но если по нему похлопать ладонью, то он расплывается, выделяя при этом воду;

в) поверхность пльвуна в шурфе или котловане имеет довольно высокое поверхностное натяжение, по ней можно свободно ходить; при подпрыгивании на ней она упруго пружинит; если на поверхности пльвуна некоторое время постоять на одном месте, то она начинает засасывать;

г) в некоторых случаях на способность к плыучести песка может указывать образование при бурении в скважинах водопесчаных пробок.

Наиболее часто окраска пльвунов зеленовато-серая, но возможна бурая, светло-серая, темно-серая, желто-бурая и т. д. в зависимости от примесей различных веществ (почвенного слоя, железистого материала и т. д.).

Объемный вес скелета пльвунов различен; в псевдопльвунах он колеблется от 1,5 до 1,8 $т/м^3$, а в истинных — от 1,6 до 2,2 $т/м^3$.

В строительном отношении пльвуны отличаются рядом характерных свойств: 1) несущая способность их при наличии замкнутого пространства, исключаяющего их вытекание из-под сооружений, довольно высокая, но так как в большинстве случаев последнее условие трудно выполнимо, то допускаемые давления на естественные основания на пльвунах всегда ограничиваются небольшими значениями; 2) открытый водоотлив из котлованов в пльвунах опасен для расположенных поблизости сооружений; возникающая суффозия может повлечь ослабление их оснований и вызвать деформации, а в ряде случаев и опрокидывание сооружений; 3) в водонасыщенных песках и в особенности в пльвунах хорошо передаются на большие расстояния (до 1,5—2 км) вибрации и динамические удары, которые могут вызвать повреждения сооружений, расположенных подчас в значительном отдалении от места возникновения возмущения.

Методы борьбы с пльвунами

В зависимости от типа пльвунов, их мощности, гидрогеологических условий, а также характера сооружений выбираются наиболее целесообразные приемы производства земляных работ.

Защита котлованов от пльвунов шпунтовыми ограждениями (рис. 182). Для этой цели применяют деревянные, металлические и железобетонные шпунты. Этот метод дает наибольший эффект при небольшой мощности слоев пльвуна.

Метод сибирских мостовиков. Впервые он был применен при строительстве мостов через сибирские реки. Строители для проходки пльвунов добавляли в котлованы небольшое количество ржаной муки и перемещивали

ее лопатами с пльвучим грунтом. Через некоторое время полученная смесь легко вынималась без оплывания стенок.

Для проходки канав, траншей и мелких выемок можно рекомендовать указанный способ, заменяя при этом ржаную муку более дешевыми материалами. Установлено, что аналогичное действие на пльвуны оказывает навоз,

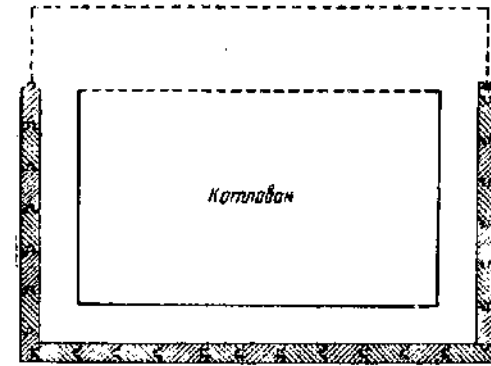


Рис. 182. Шпунтовые ограждения котлованов

активированный уголь и некоторые другие вещества. Теоретически этот метод не обоснован. Наилучший результат он дает при борьбе с истинными пльвунами, приходящими в движение при малых градиентах.

Метод предварительного понижения уровня грунтовых вод. Он осуществляется способами, рассмотренными на стр. 340, и применим главным образом для псевдопльвунов, обладающих коэффициентом фильтрации, превосходящим 1,5—2 $м/сут$.

Эффективная борьба с пльвунами может осуществляться путем замораживания водонасыщенных оплывающих пород. При этом используют естественный холод, либо применяют искусственные источники холода.

Естественное замораживание применимо для северных районов страны. Для его осуществления производится проходка котлована на возможную глубину, после чего работу прекращают на некоторое время, необходимое для того, чтобы водонасыщенный грунт промерз на глубину 20—30 см. Затем замерзший слой сни-

мают и переходят к следующему этапу замораживания. Подобные работы требуют значительного времени и длительного периода сохранения низких температур.

Несколько ускоряет процесс замораживания, примененный уральскими строителями, метод заглубления в разжиженный грунт системы труб, по которым при помощи вентилятора постоянно циркулирует холодный воздух.

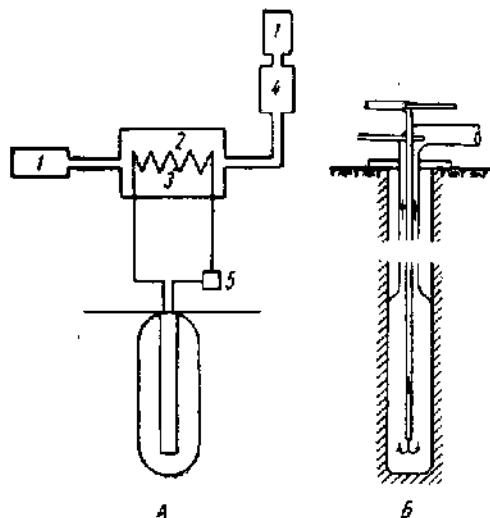


Рис. 183. Схема установки для искусственного замораживания. А — схема установки; Б — морозильная скважина: 1 — баллон с аммиаком, 2 — холодильная камера, 3 — змеевик, 4 — компрессор, 5 — насос

Большое распространение получил метод искусственного замораживания. Его схема приведена на рис. 183. Из баллона с жидким аммиаком газ поступает в рефрижератор (холодильник), где испаряющийся аммиак резко понижает температуру. В холодильнике помещен змеевик, по которому циркулирует рассол (обычно раствор CaCl_2 , температура замерзания которого 40°C). Последний подается в скважины при помощи насоса по специальным трубам. Обтекая стенки скважины, он опять возвращается в холодильник. Газообразный аммиак из холодильника или поступает в компрессор для сжижения, или отводится в воду. Процесс промораживания продол-

жается 2—3 месяца. В результате вокруг скважины образуется ледяной столб диаметром от 0,9 до 1,4 м. Располагая скважины для замораживания по периметру котлована, можно создать вокруг него ледяную стену с довольно высокой прочностью (сопротивление сжатию мерзлого грунта $70\text{--}150 \text{ кг/см}^2$). Она позволяет проводить работы в плывучих грунтах.

Х. Р. Хакимов, исследовавший процессы замораживания, пришел к выводу, что продолжительность замораживания при прочих равных условиях обратно пропорциональна абсолютному значению температуры теплоносителя, коэффициенту теплопроводности грунта и прямо пропорциональна квадрату радиуса промерзания. Учитывая это, можно сокращением сроков промораживания путем понижения температуры раствора вызвать соответствующее пропорциональное уменьшение времени процесса. Уменьшение расстояния между замораживающими скважинами в 2 раза позволяет сократить сроки в 4 раза.

В некоторых случаях для проходки в псевдоплывунах применяется метод силикатирования песчаных грунтов (рис. 184). Детально разработал этот метод Б. А. Ржаницын. Силикатизация вызывает окаменение песчаных грунтов, позволяющее резко улучшить их строительные свойства. Силикатизация основана на нагнетании через специальные трубки — инъекторы водного раствора жидкого стекла с последующим введением коагулятора. В качестве последнего чаще всего применяется раствор CaCl_2 . При этом протекает следующая реакция:

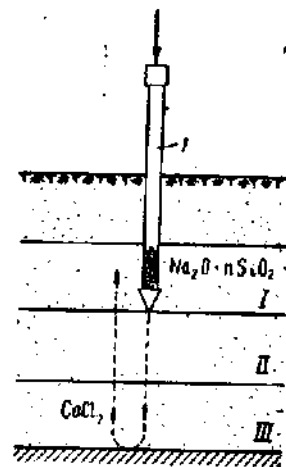
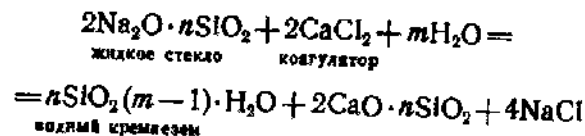


Рис. 184. Схема силикатирования. 1 — инъектор. I—II—III — зоны очередного насыщения жидким стеклом (вниз) и CaCl_2 (вверх)

Процесс протекает очень быстро, прочность силикатированного грунта уже в первые часы достигает значительной величины. Прочность в значительной степени нарастает в течение первых суток, дальнейшее ее увеличение наблюдается в течение последующих 5—10 суток. Прочность на сжатие силикатированных песков достигает 20—40 кг/см².

Б. А. Ржаницын показал, что силикатизация применима для песков со значением коэффициента фильтрации от 2 до 80 м/сутки. Силикатированный грунт сохраняет прочность в течение многих десятков лет. Недостаток метода силикатизации — его сравнительно высокая стоимость.

В некоторых случаях возможна проходка котлованов путём подводного черпания, без откачки воды. При этом способе производства работ можно несколько увеличить устойчивость стенок котлована введением в воду, заполняющую котлован, глинистой суспензии.

ПРОСАДКИ

Общие понятия

Характерная черта лёссовых пород — их недоуплотненность, возникающая вследствие своеобразных условий накопления и последующих процессов изменения, называемых «облессованием». Недоуплотненными породами Н. Я. Денисов называет такие, плотность которых оказывается меньшей, чем этого требуют действующие в массиве напряжения.

Особенность лёссовых пород — высокая пористость и слабая водостойкость агрегатов, слагающих стенки пор. При инфильтрации воды в подобную породу стенки пор частично разрушаются и возникает самоуплотнение под действием собственного веса грунта. Этот процесс самоуплотнения лёссовых пород при увлажнении и воздействии собственного веса называется просадкой. В результате ее возникает прогибание и опускание участков поверхности и появляются своеобразные просадочные формы рельефа. Просадки наносят большой ущерб гидротехническим сооружениям, каналам, водохранилищам, ирригационным системам. Если процесс происходит при участии дополнительного воздействия веса зданий и со-

оружений, то возникают их серьезные деформации. В этом случае говорят о дополнительных осадках лёссовых пород при увлажнении.

Таким образом, эти два процесса — просадка и дополнительная осадка сооружений — имеют и сходство (природы) и различие (порождаются давлением разной природы). В первом случае давление определяется собственным весом грунта, а во втором — добавочным весом сооружений.

Величина и характер процесса просадки определяются действием внешних факторов: количеством и химическим составом поступающей в массив воды, ее напором, напряженным состоянием грунтов (действующими давлениями) и появлением вибраций, сотрясений и других динамических воздействий. Способность к просадке лёссовой породы зависит от внутренних факторов: пористости, водопрочности структуры, химико-минералогического состава и др.

Строение лёссовых пород и стадийность просадки

Рассмотрим особые черты лёссовых пород, способствующие возникновению просадочных явлений.

В лёссовых породах развиты все типы пористости, при этом пористость за счет объемной гигроскопичности практически не сказывается в явлениях просадки. Главную роль играет межчастичная пористость, отличающаяся более значительными размерами. Диаметр межчастичных пор достигает 0,5 мм. Они составляют главную часть пористости лёссовых пород. Их количество достигает 32—36% от объема породы. Межчастичная пористость предопределяет способность лёссовых пород к просадке.

Особое место в лёссовых породах занимают макропоры — крупные поры, хорошо видимые невооруженным глазом. Их диаметр достигает 4,0 мм. Макропоры бывают двух типов: а) первичные, образующиеся при формировании породы, отличающиеся рыхлыми стенками; для них характерны неправильные очертания в поперечном сечении; б) вторичные, возникающие главным образом в результате произрастания травяной растительности.

Стенки их уплотнены и часто покрыты известковыми гумусовыми или железистыми пленками (рис. 185).

Первичные макропоры отличаются неустойчивостью при увлажнении. Их разрушение, возникающее при смачивании пород водой, увеличивает просадочность пород.

Вторичные макропоры в большинстве случаев не только не участвуют в процессах просадки, но и представляют собой структурный элемент, повышающий водоустойчивость пород. Макропоры обычно занимают от 1 до 6% объема пород.

Из других типов пористости в лёссовых породах развиты крупные полости: корнеходы, червеходы, кротовины, трещины различного происхождения и т. д. Они снижают прочность породы и увеличивают способность ее к просадке.

Общая пористость лёссовых пород определяется расчетным путем. Она не включает объема крупных полостей. Величина ее находится в пределах от 35 до 64%.

Агрегаты, слагающие лёссовые породы, в зависимости от степени водостойкости могут быть разделены на четыре типа:

а) неводостойкие — разрушающиеся в момент воздействия воды;

б) водостойкие — разрушающиеся при длительном воздействии воды на породы. Их разрушение может быть ускорено в лаборатории кипячением суспензий;

в) водопрочные — способные распадаться только при химической обработке породы;

г) высоководопрочные — практически не разрушающиеся при воздействии воды и растворов.

По величине все агрегаты могут быть разделены на микроагрегаты (размером $< 5 \text{ мк}$) и макроагрегаты

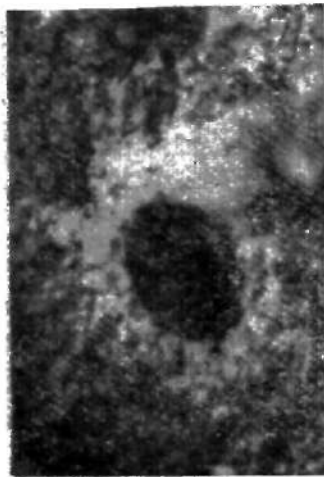


Рис. 185. Макропора

(размером $> 5 \text{ мк}$). Появление в составе лёссовых пород агрегатов с различной водостойкостью объясняется условиями их образования.

Различные лёссовые породы имеют разное количественное соотношение перечисленных типов агрегатов. При преобладании в составе породы неводостойких агрегатов просадка носит провальный характер, а в случае значительного участия водоустойчивых агрегатов развивается

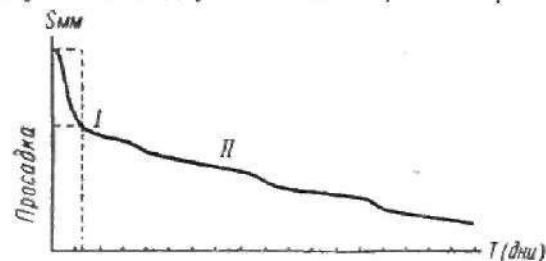


Рис. 186. Консолидации просадки лёссовых пород. I — провальная просадка, II — замедленная просадка

длительная по времени замедленная просадка. Характерная черта просадочного процесса, обусловленная особенностями строения лёссовых пород, — его стадийность. Можно выделить 3 стадии просадки: 1) провальная стадия, возникающая в момент замачивания; 2) замедленная стадия, продолжающаяся в течение месяцев и даже лет; 3) суффозионная стадия, возникающая вследствие суффозионного выноса растворимых солей и, возможно, коллоидных частиц. На рис. 186 графически показан ход деформаций лёссовых пород на примере многолетних наблюдений за просадкой объекта, построенного в долине р. Северный Донец.

Оценка величины просадки

При проектировании и строительстве сооружений в районах, сложенных лёссовыми породами, встает вопрос об оценке способности оснований к просадке. В настоящее время наиболее широко применяется лабораторный метод оценки, рекомендованный нормами и техническими условиями СНиП ПБ 1—62.

Монолитный образец породы помещают в компрессионный прибор и подвергают обжатию давлением, равным сумме давлений от веса сооружения и вышележащего грунта. После стабилизации (прекращения) осадки образец при том же давлении замачивают. Для оценки служит показатель относительной просадочности:

$$\delta_{пр} = \frac{h_1 - h_1'}{h_1},$$

где h_1 — высота образца при принятом давлении;
 h_1' — высота образца, замоченного при том же давлении.

Для вычисления величины просадки лёссовой толщи мощностью H служит следующая формула:

$$\Delta_{пр} = \sum_1^n \delta_{пр.i} H_i m,$$

где $\Delta_{пр}$ — условная просадочность лёссовой толщи, см;
 $\delta_{пр.i}$ — показатель относительной просадочности для каждого слоя;
 H_i — толщина каждого слоя, см;
 n — число слоев;
 m — коэффициент условий работы (1,5—2,0).

Грунтовые условия строительных площадок в зависимости от ожидаемой просадки от собственного веса грунта подразделяются на 2 типа: I — просадка не будет превышать 5 см; II — просадка от собственного веса грунтов превысит 5 см.

Просадочность возрастает при воздействии динамических нагрузок и при сейсмических явлениях. Величина ее приращения зависит от ряда факторов и колеблется от 0 до 30%.

В процессе просадки возникают следующие деформации сооружений: 1) появление трещин в стенах и конструкциях; 2) наклон сооружений; 3) опрокидывание стен и обрушение конструкций; 4) опрокидывание сооружений с их полным разрушением.

Борьба с просадочностью

Для предотвращения просадочных деформаций и разрушений сооружений применяют различные мероприятия. Их можно разделить на три группы:

I. Мероприятия, предохраняющие лёссовые основания от замачивания. Сюда относятся: планировка строительных площадок, гидроизоляция водонесущих сооружений, предохранение зданий от течи водопроводов и т. д.

II. Конструктивные мероприятия, направленные на повышение жесткости сооружений. Сюда относится устройство железобетонных ленточных фундаментов, фундаментов-плит, повышение жесткости стен и т. д.

III. Мероприятия по устранению просадочных свойств лёссовых пород. Сюда относится употребление одностороннего способа силикатизации (В. В. Аскалонова), термическое укрепление просадочных оснований (И. М. Литвинов), уплотнение оснований глубинными сваями (Ю. М. Абедев), метод предварительного замачивания и некоторые другие.

Односторонний метод силикатизации отличается от ранее рассмотренной силикатизации песков тем, что в породы нагнетается только один раствор жидкого стекла (10—15%-ной концентрации) с добавкой 2,5%-ного раствора NaCl. Второй раствор не вводится, его роль выполняют воднорастворимые соли, всегда входящие в состав лёссовых пород. Процесс окаменения продолжается около 30 суток. Радиус закрепления лёссовой породы от 0,2 до 1,0 м. Силикатизация применима только для пород с коэффициентом фильтрации более 0,1 м/сут. Силикатизация совершенно неприменима к тяжелосуглинистым и глинистым породам.

В последнее время метод силикатизации получил дальнейшее развитие. Стали применять пневматическое нагнетание силикатного раствора с чередованием двух силикатных растворов разной плотности. Успешно применен силикатный раствор на 5%-ном растворе аммиака, который позволил повысить прочность закрепления грунта.

Получил распространение также метод электросиликатизации, при котором силикатный раствор вводится одновременно с приложением электрического поля.

Термическое укрепление заключается в термохимической обработке лёссовых пород путем сжигания различных горючих смесей в толще грунтов (рис. 187). В качестве горючих применяют соляровое масло, нефть, мазут, коксовый газ и т. д.

Вокруг скважины в процессе обжига в течение 5—15

дней образуют укрепленный массив грунта диаметром до 2,5—3 м и глубиной до 10—15 м (термосвая). Прочность на сжатие термически укрепленных грунтов достигает 1000 кг/см² и более. Просадочность лёссовых пород при этом полностью ликвидируется.

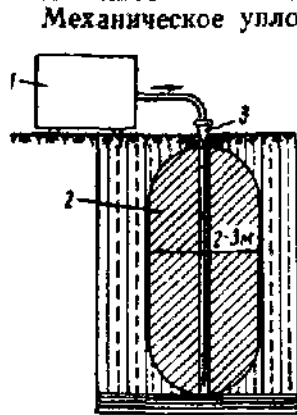


Рис. 187. Схема термического укрепления лёссовых пород:

1 — термическая установка, 2 — зона термического укрепления лёссовых пород, 3 — форсушка для сжигания топлива

Механическое уплотнение лёссовых оснований получило широкое распространение. Оно заключается в обработке основания тяжелыми трамбовками. Трамбование проводят путем сбрасывания трамбовки, подвешенной к крану, с высоты 3,5—4,0 м. Уплотнение ведется до момента, когда от одного удара понижение уплотняемой поверхности не превысит 1—2 см.

При трамбовании просадочные свойства ликвидируются на глубину до 2 м.

Уплотнение оснований «глибинными сваями» сводится к проходке скважин и последующему заполнению их перемещаемой суглинистой лёссовой породой, производимому с механическим уплотнением. При

этом прочность основания увеличивается как за счет повышения плотности породы, заполняющей сваю, так и за счет повышения уплотненности прилегающих к стенкам свай частей породы.

Для некоторых гидротехнических сооружений с успехом были применены методы предварительного замачивания лёссовых оснований для предпостроечного вызова просадочного доуплотнения пород.

В последнее время И. М. Литвинов предложил одновременно с предварительным замачиванием лёссовой толщи через скважины производить взрыв зарядов, размещаемых у забоя выработок. Перед взрывом площадку отделяют от соседних участков прорезью, выполняемой фрезерной пилой. Этот метод дает прекрасный результат, полностью ликвидируя просадочность лёссовых пород в пределах строительных площадок.

Понятие о карсте

Карстом называется явление растворения водой некоторых горных пород, в процессе которого образуются различные типы пустот и полостей. В зависимости от пород различают следующие типы карста.

Известняковый, когда карстующейся породой служит известняк или доломит. Растворимость карбонатов зависит от содержания в воде CO₂ и ее температуры. В зависимости от условий для растворения одной части кальция требуется от 1000 до 30 000 частей воды. И. В. Попов дает следующие цифры изменения растворимости кальция в чистой воде в зависимости от температуры.

Температура, °С	Растворимость, мг/л
25	14,33
50	15,04
100	17,79

Растворимость магнезита в чистой воде более значительна и равна (по Н. Любавину) 56 мг/л. Значительно меньшей растворимостью обладает доломит.

Гипсовый карст, когда растворение возникает в сульфатных породах: гипсах и ангидридах. Растворимость гипса зависит также от температуры и состава воды. В среднем можно считать, что одна часть гипса растворяется в 480 частях воды.

Соляной карст, возникающий в толще каменной соли и слоях, содержащих скопление хлоридов. Этот тип минеральных соединений отличается особенно высокой растворимостью: так, одна часть каменной соли (галит) растворяется в 3 частях воды.

Помимо названных типов карста, сходные формы возникают в результате механической суффозии — выноса тонких частиц, происходящего в глинистых и лёссовых породах. Это явление получило наименование псевдокарста (суффозионного карста).

Характер течения карстовых процессов в значительной степени зависит от геологических и гидрогеологических условий, в которых находится способная к растворению водой порода. В зависимости от положения массивов

различают: 1) средиземноморский, или открытый карст, при котором карстующиеся породы располагаются на поверхности земли; 2) среднеевропейский карст, отличающийся тем, что растворяющиеся породы покрыты элювием, хорошо фильтрующим воду; 3) среднеазиатский, или закрытый карст, широко распространенный в СССР. Он характеризуется тем, что карстующиеся породы сверху перекрыты значительной толщиной нерастворимых в воде и часто водонепроницаемых пород.

Одно из условий возникновения карста — наличие трещиноватости воднорастворимых пород: чем она выше, тем интенсивнее карстообразование. Имеет большое значение также положение массива относительно так называемого уровня коррозии (т. е. отметки, ниже которой растворение и карстование либо полностью отсутствуют, либо протекают весьма медленно). В большинстве случаев уровнем коррозии служат либо толщина водонепроницаемых пород, либо поверхность подземных вод, обладающих высокой минерализацией.

В зависимости от условий, в которых находится карстующийся массив, можно говорить об активном и пассивном карстах. При активном карсте, происходящем в настоящее время, породы располагаются выше уровня коррозии. При пассивном карсте процесс карстообразования либо незначителен, либо полностью отсутствует. При нем массив располагается ниже уровня коррозии.

В Советском Союзе карст развит во многих районах: в Крыму (открытый известняковый карст), в районах западного Приуралья (закрытый гипсовый и известняковый карст), в районах Русской равнины (закрытый известняковый карст), в Приангарье (известняковый карст) и во многих других местах.

Карстовые формы можно разделить на две группы: поверхностные и внутренние. К первому типу относятся такие, которые образуются на дневной поверхности, а внутренние являются глубинными образованиями, развивающимися в недрах карстующегося массива. Обе выделенные группы карстовых форм связаны между собой генетически. Часто они образуются совместно, порождая одна другую.

Поверхностные формы возникают как в условиях открытого, так и закрытого карста. При открытом карсте они образуются как следствие процессов растворения

пород; а при закрытом карсте являются вторичными образованиями, возникающими в результате обвалов внутренних карстовых полостей.

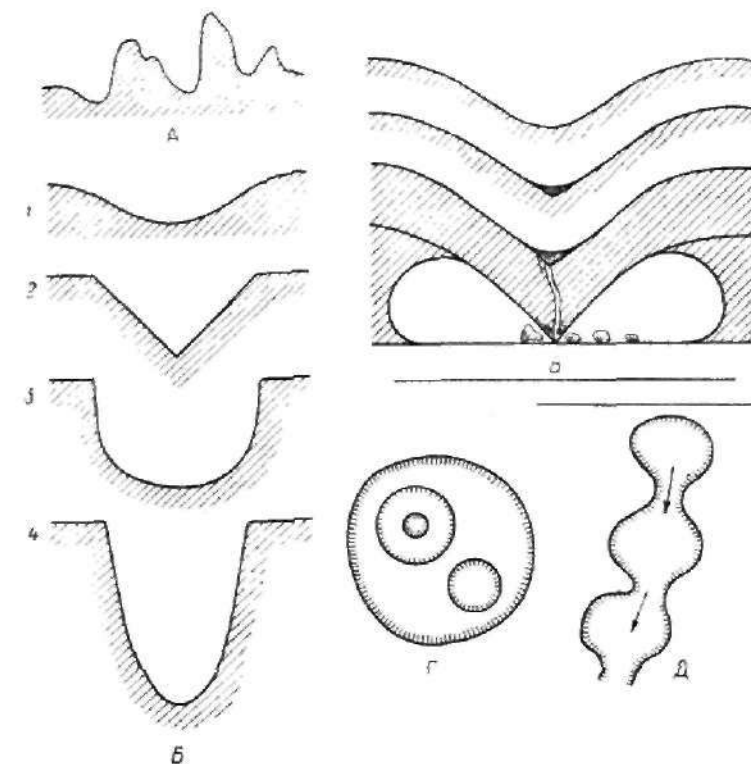


Рис. 188. Формы карста. А — карры; Б — воронки; В — схема образования провальной карстовой воронки в гипсах; Г — сложная воронка; Д — карстово-эрозионный овраг.
1 — блюдцеобразные, 2 — конусообразные, 3 — чашеобразные, 4 — шахтообразные

Главные разновидности внешних форм следующие:

1. Карры — мелкие желобки, бороздки и канавки на поверхности карстующейся породы (рис. 188, А); их глубина колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м.

2. Воронки — углубления различных форм и размеров (рис. 188, Б). Различаются блюдцеобразные, конусообразные, чашеобразные и шахтообразные воронки. Диа-

метр их колеблется от 3—4 до 40—50 м, глубина — от 1—2 до 100 м. Воронки могут образоваться в процессе растворения поверхностных пород путем постепенного расширения трещин или как прогиб поверхности, возникающий при обрушении карстовых пустот (пещер) в глубинах массивов. На дне воронок часто располагаются поноры — каналы, по которым вода поступает из воронки в недра массива. На рис. 188, В показан механизм образования провальной поверхностной воронки при закрытом гипсовом карсте в районе г. Уфы. Провальные воронки обладают, как правило, более правильными формами. Характерно расположение карстовых воронок по определенным линиям, соответствующим направлению трещин в массиве. При закрытом карсте возможны случаи образования сложных воронок, как бы вложенных друг в друга (рис. 188, Г).

З. А. Макеев по интенсивности образования воронок дал следующую классификацию устойчивости карстовых районов (излагается по И. В. Попову):

а) участки весьма неустойчивые: в год возникает до 5—10 воронок на 1 км²;

б) участки неустойчивые: в год возникает по 1—5 воронок на 1 км²;

в) участки средней устойчивости: одна воронка на 1 км² возникает за время от 1 года до 20 лет;

г) участки весьма устойчивые: одна воронка на 1 км² возникает за 20—50 лет;

д) участки весьма устойчивые: площадь свободна от воронок или имеется только несколько старых воронок. Свежие провальные формы не отмечались в течение последних 50 лет.

3. Встречаются случаи, когда серия воронок, одна за другой расположенных вниз по склону, с течением времени переходит в карстово-эрозионный овраг, имеющий своеобразную форму (рис. 188, Д).

4. Котлованы и поля возникают в результате постепенного объединения воронок или опускания больших участков поверхности над крупными внутренними формами карста. Размеры этих форм различны. По длине они могут простираться на сотни метров и даже на километры. Глубина их достигает многих десятков и сотен метров.

Внутренние формы так же разнообразны, как и рассмотренные поверхностные. К ним относятся карстовые каналы, пещеры и гроты. Пещеры и гроты подчас достигают значительных размеров. Так, Мамонтова пещера в США насчитывает до 200 галерей общей длиной около

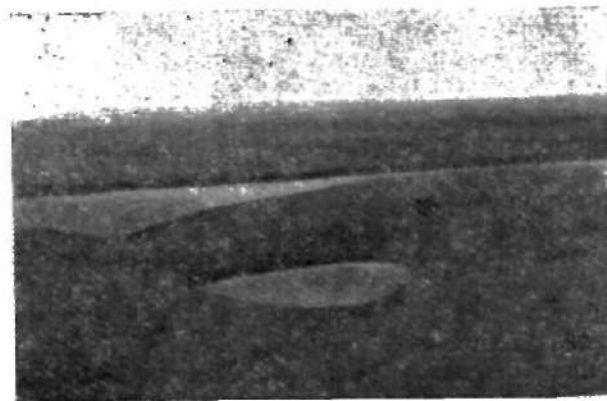


Рис. 189. Карстовая воронка закрытого гипсового карста на берегу р. Белая

250 км. Высота гротов в этой пещере достигает 30 м. Одна из крупнейших карстовых пещер в Советском Союзе — Кунгурская — имеет длину около 4,5 км. Внутренние карстовые полости часто содержат озера и подземные реки.

Развитие пещер идет как путем растворения дна и стен текучими водами, так и посредством постепенного обрушения пород, слагающих потолочную часть.

При гипсовом закрытом карсте в ряде случаев возникает течение гипса внутрь пещер, происходящее под давлением толщ пород, залегающих в кровле. Подобное течение пород влечет за собой прогибы поверхности, расположенной над пещерами (рис. 189).

Инженерно-геологические исследования и строительство в карстовых районах

Строительство на территориях активного развития карста часто вызывает большие затруднения. Для правильного проектирования зданий и сооружений тре-

буются детальные инженерно-геологические исследования карстовых районов. И. В. Попов указывает, что эти исследования должны носить комплексный характер, при котором детально изучаются: климат, растительность, гидрология местности; геологическое строение, гидрогеология и геоморфология; морфология (форм), гидрология и гидрогеология карста; состояние имеющихся в районе инженерных сооружений (в связи с карстом).

Особенно важно выявить расположение открытых и закрытых форм карста. В настоящее время для обнаружения закрытых карстовых полостей широко применяют методы геофизической разведки (электроразведка и сейсморазведка).

Инженерно-геологические исследования позволяют обнаружить и нанести на карту участки, наиболее опасные в карстовом отношении. Как правило, на подобных участках капитальное строительство не рекомендуется.

Особенно опасны карстовые проявления для гидротехнических сооружений. Образующиеся карстовые пустоты могут быть путем для утечки воды из водохранилищ и в обход плотин.

Борьба с карстовыми явлениями крайне затруднительна, но в ряде случаев применение комплекса инженерных мероприятий обеспечивает достаточную устойчивость сооружений. Наиболее часто применяют следующие методы повышения устойчивости карстоопасных массивов.

1. Планировка поверхности и создание системы водозахватных и отводящих сооружений. Эти мероприятия служат для отвода поверхностных вод с участков строительства.

2. Сооружение дренажных систем для предотвращения поступления грунтовых вод в трещины и карстовые полости.

3. Регулирование поверхностного стока с целью уменьшения высоких паводков, во время которых поверхностная вода поступает в карстовые пустоты и трещины пород.

4. Нагнетание в карстовые полости и трещины в породах цементного раствора или горячего битума. Это мероприятие может предотвратить доступ воды в карстоопасные участки. Цементация одновременно повышает прочность оснований.

Общие понятия

В северных районах нашей страны на некоторой глубине от поверхности встречаются прослои мерзлых пород, длительное время сохраняющих температуру ниже нуля. Поэтому наблюдающиеся в породах мерзлые грунты условно называют «вечной» мерзлотой.

В настоящее время толщу мерзлых пород делят, по Н. А. Цытовичу, на два класса: многолетний, в которых температура ниже нуля сохраняется от 2—3 до нескольких десятков лет, и вечномерзлый, сохраняющий мерзлоту в течение многих веков, при этом слово «вечно» необходимо понимать как существующий века.

Помимо многолетней мерзлоты, в зимнее время на большей части Советского Союза возникает сезонное промерзание, распространяющееся на некоторую глубину от поверхности земли, которое исчезает в теплый период года. Такие мерзлые породы носят название сезонномерзлых. Изучение мерзлоты было начато русскими исследователями еще при Петре I. Особенно детально и глубоко это явление было изучено после Октябрьской революции, когда советские ученые подробно исследовали специфические особенности мерзлых пород, создали особую отрасль науки — мерзлотоведение. В основу мерзлотоведения были положены работы М. И. Сумгина, А. В. Львова, Н. А. Цытовича, Н. И. Толстикова и ряда других советских ученых.

Возникновение мерзлоты обусловлено рядом причин, главная из которых — низкая среднегодовая температура воздуха в областях ее развития (ниже 2°С). Появление мощных толщ вечномерзлых пород объясняется образованием их в ледниковые эпохи. В этом случае время сохранения мерзлоты определяется в 20—30 тыс. лет.

Границы распространения многолетней мерзлоты показаны на схематической карте, приведенной на рис. 190. Общая площадь, занятая многолетней мерзлотой в СССР, оценивается М. П. Сумгиным в 47% территории. Большие площади мерзлота занимает также в Северной Америке, Антарктиде и в ряде других районов земного шара.

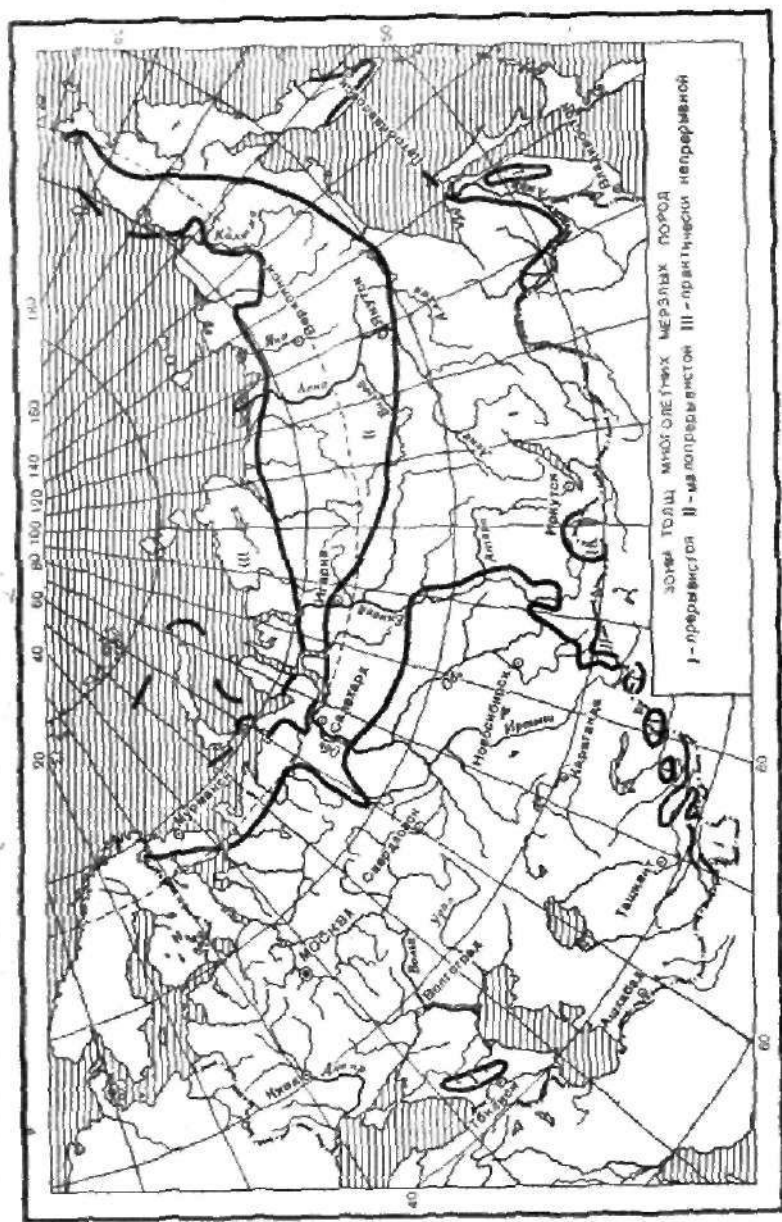


Рис. 190. Схематическая карта расположения границ многолетней мерзлоты

В районах многолетней мерзлоты возведение зданий и сооружений вызывает большие затруднения вследствие возможных деформаций оснований, возникающих при изменении теплового режима мерзлых пород. Необходимость широкого хозяйственного освоения восточных районов нашей страны предъявляет серьезные требования к изучению условий строительства на основаниях из вечной мерзлоты.

Строение и особенности многолетней и вечной мерзлоты

В районах развития многолетней мерзлоты верхний слой земли зимой промерзает на определенную глубину, а летом оттаивает. Он носит название деятельного слоя. Его мощность зависит от климатических условий, состава пород, характера растительного покрова и ряда других факторов. В южных районах мощность деятельного слоя достигает 3 м, а в Заполярье не превышает 0,2—0,5 м.

Под деятельным слоем могут непосредственно залегать мерзлые породы либо располагаться прослой талого грунта (талики). В первом случае говорят о сливающейся вечной мерзлоте, а во втором — о несливающейся вечной мерзлоте (рис. 191).

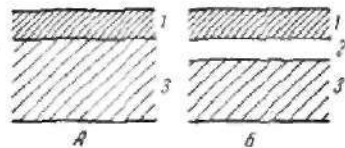


Рис. 191. Схема сливающейся (А) и несливающейся (Б) многолетней мерзлоты: 1 — деятельный слой, 2 — таликовый слой, 3 — слой многолетней мерзлоты

Слои вечной мерзлоты представляют собой либо монолитную массу, либо обладают слоистым строением (слоистая вечная мерзлота).

По характеру распространения в площадном отношении вечная мерзлота может быть трех типов:

- а) сплошная мерзлота;
- б) мерзлота с островками талых участков;
- в) островная мерзлота — отдельные участки мерзлых пород среди массивов талых пород.

Мощность слоев вечной мерзлоты колеблется от одного-двух до нескольких сотен метров.

В состав вечной мерзлоты может входить лед в виде отдельных кристаллов, часто играющих роль цемента, в других случаях образуются линзы, прослои и более крупные его скопления.

Встречаются также мерзлые песчаные породы, не содержащие льда, в этом случае они имеют рассыпчатый характер и носят название «сухой» вечной мерзлоты. Возможны случаи, когда вода в мерзлых глинистых грунтах находится в связанном виде и лед отсутствует. В этом случае говорят о «пластичной» мерзлоте.

В строении вечномерзлой толщи принимает участие также подземная вода, которая может образовывать три горизонта: 1) горизонт надмерзлотных вод, расположенный над слоем вечной мерзлоты; 2) межмерзлотные воды в таликах слоистой мерзлоты; 3) подмерзлотные воды, расположенные под вечной мерзлотой. Подземные воды вечной мерзлоты имеют сложный режим и играют большую роль в устойчивости оснований сооружений.

Мощность вечномерзлых толщ не постоянна, в одних случаях она может с течением времени увеличиваться, а в других — уменьшаться до полного исчезновения. В первом случае говорят о наступлении мерзлоты, а во втором — об отступлении ее. Эти изменения мощности мерзлых толщ носят названия режима мерзлоты. Характер его зависит прежде всего от изменения климата местности. Помимо этого, на режим вечной мерзлоты оказывают влияние изменения растительного покрова, гидрогеологического и гидрологического режима, а также инженерная деятельность человека.

Процессы, связанные с многолетней мерзлотой

В областях развития мерзлоты возникают своеобразные геодинамические процессы: морозное пучение, образование наледей, развитие ледяных бугров, соляфлюкция, термокарст.

Морозное пучение. Это явление развивается в процессе промерзания пород. Внешне оно выражается в увеличении объема пород, возрастающего по мере развития мерзлоты. Пучение — результат действия ряда факто-

ров: появления при промерзании своеобразного гидрогеологического режима, неоднородности состава пород, неравномерности промерзания и некоторых других. Прежде всего пучение вызывается увеличением объема замерзающей воды (составляющего около 9% от ее объема). Резко увеличивает пучение подток воды к замерзающим породам. Возникновение его связано с током пленочной воды, порождаемым уменьшением толщины пленок в зоне промерзания. Этот тип миграции воды зависит от содержания глинистых частиц в составе пород. Чем их больше, тем больше пленочный ток воды. Поэтому пучение песков сравнительно невелико. Наиболее поддаются вспучиванию глины и суглинки.

По мере накопления воды в толще мерзлых пород возможно образование прослоев и линз льда.

Пучение может быть причиной повреждения сооружений. Особенно страдают от него дороги, приходящие в течение одного сезона в совершенно непригодное для эксплуатации состояние.

Наледи. По мере промерзания в зимнее время поверхностей толщи пород уменьшается сечение талого слоя, в котором происходит движение надмерзлотных грунтовых вод. Это может вести к возникновению напора вод. В замерзающих породах время от времени возникают трещины, из которых может выбрасываться находящаяся под напором вода, разливающаяся по прилегающим участкам. Замерзая, она образует грунтовые наледи — ледяные натечные скопления. Помимо этого, наледи образуются при глубоком промерзании рек, при котором речная вода может выбрасываться на прибрежные участки. Многократные излияния речной воды ведут к образованию речных наледей, покрывающих часто большие площади, достигающие десятков квадратных километров. Мощность грунтовых и речных наледей колеблется от метров до километров.

Различают сезонные наледи, растаивающие летом, и многолетние, сохраняющиеся многие годы.

Ледяные бугры. В тех случаях, когда при промерзании пород вода не может пробиться на поверхность, возможно возникновение льдообразования в грунтовой толще, при этом поверхность земли приподнимается в виде бугров (рис. 192). В ядре такого бугра содержится лед. Высота бугров может достигать 10—30 м. Давление, возник-

кающее при образовании льда, измеряется десятками атмосфер. Вследствие этого поднимающиеся ледяные бугры могут вызвать значительные разрушения сооружений, расположенных на их поверхности.

Солифлюкция — явление течения на склонах разжиженной покровной части пород (главным образом почв). Она возникает в теплое время года при оттаивании пород, пересыщенных влагой,



Рис. 192. Ледяной бугор (по М. В. Гуменскому)

Термокарст — одна из форм псевдокарста, порождаемая таянием ледяных прослоев и линз в поверхностной толще пород. При этом образуются провалы поверхности. Поверхностные формы термокарста приближаются к описанным ранее карстовым типам. Наиболее характерно возникновение воронок и провалов, в большинстве случаев заполненных водой.

Строительство в районах многолетней мерзлоты

Мерзлые горные породы отличаются своеобразными механическими свойствами. При непродолжительном приложении нагрузки они выдерживают давления в

десятки и сотни килограммов на квадратный сантиметр. Но при длительном воздействии давления мерзлые породы переходят в текучее состояние. Пластичность мерзлых пород, как показал Н. А. Цытович, возрастает вследствие присутствия в их составе молекулярной жидкой воды, сохраняющейся даже при низких температурах.

При оттаивании прочность мерзлых пород резко падает и достигает весьма малых значений. При этом возникают явления деформации сооружений, называемые просадкой мерзлых пород. Они напоминают описанные ранее просадки лёссовых пород, отличаясь от последних тем, что причина их возникновения — оттаивание. При просадке мерзлых толщ возможно выдавливание разжиженных пород из-под фундамента. Массовые деформации сооружений потребовали разработки специальных методов строительства в районах развития мерзлых пород. В настоящее время они сводятся к трем группам мероприятий.

Метод возведения сооружений с сохранением мерзлого режима. В этом случае мероприятия сводятся к длительному сохранению низких температур мерзлых оснований. Этот метод применяется при большой мощности вечномерзлых слоев, на которых возводятся те или иные типы гражданских и промышленных зданий.

Метод предпостроечного оттаивания применяется при небольшой мощности мерзлых слоев (до 7—9 м). Одновременно с оттаиванием предусматривается искусственное укрепление грунтов различными способами для улучшения их строительных свойств.

Метод приспособления сооружений к неизбежным неравномерным осадкам. Для этой цели служат различные конструктивные мероприятия, повышающие жесткость сооружений. Этот метод применим только к пескам, гравелистым грунтам и т. д.

При возведении сооружений, помимо решения сложных вопросов, связанных с механическими особенностями мерзлых пород, приходится предусматривать мероприятия по борьбе с теми или иными явлениями, развитыми в областях распространения вечной мерзлоты. Особенно большое значение при решении вопросов проектирования и строительства имеют инженерно-геологические изыскания, которые должны установить: а) строение толщи вечной мерзлоты и соотношение ее с деятельным слоем;

б) свойства вечномёрзлых пород; в) режим деятельного слоя вечной мерзлоты; г) гидрогеологические характеристики района; д) выявить характер физико-геологических явлений, развитых в районе строительства.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДОК

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Горные породы как строительные материалы

Горные породы — источник получения естественных строительных материалов и сырья для производства различных искусственных строительных материалов. Используемые для этой цели породы называются полезными ископаемыми.

Участки, на которых имеются естественные скопления полезных ископаемых, носят название месторождений.

Естественными строительными материалами называются различные горные породы, применяемые в строительстве после определенной механической обработки. Наиболее часто для получения строительных материалов используются следующие типы пород:

а) магматические интрузивные — граниты, диориты, сиениты, габбро;

б) магматические эффузивные — липариты, кварцевые порфиры, порфириты, трахиты, андезиты, диабазы, базальты, лемза;

в) осадочные — песчаники, конгломераты, известняки, доломиты, опоки, пески, гравий, щебень;

г) метаморфические — мраморы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, филлиты.

Из перечисленных пород изготавливают следующие различные виды естественных строительных материалов:

1. Штучный камень — к которому относятся облицовочные плиты, ступени, стеновой, футеровочный (для ме-



Рис. 193. Штучный камень из известняка-ракушечника

таллургических печей) и дорожный (бордюрный, шашка, брусчатка) камень, кровельная плитка. Штучный камень отличается правильной формой и изготавливается либо путем распиловки, либо путем обтесывания горных пород (рис. 193).

2. Рваный камень — бутовый, булыжник, щебень и т. д.

3. Мелкие обломочные материалы — песок, гравий, хрящ и др. Эти материалы используются для дорожных насыпей как составная часть бетона, для балластников, устройства дренажей и многих других целей.

Для оценки пригодности горных пород как естественных строительных материалов необходимо знать следующие их особенности и свойства.

Минералогический состав оказывает большое влияние на качество материалов. Как отрицательные примеси в естественных строительных материалах может выступать ряд минералов.

Пирит обладает способностью быстро выветриваться на воздухе с образованием серной кислоты и бурого железняка, что портит полированные поверхности облицовочных плит и снижает прочность материалов.

Кварц и кремневые стяжения, встречающиеся в известняках и мраморах, затрудняют их выломку и

обработку (шлифовку и полировку). Отличаясь высокой стойкостью по отношению к выветриванию, эти минералы выступают на поверхности пород в виде некрасивых выпуклых включений. Кроме того, в местах их скоплений могут появляться трещины.

Слюда при определенном содержании снижает прочность пород и их сопротивление выветриванию. В гранитах, сленитах, липаритах и других породах она способна снижать прочность только при скоплениях, превышающих 11—13%. В мраморах и известняках слюда снижает прочность и сопротивление выветриванию уже при небольшом содержании (свыше 2—3%). Влияние слюды особенно возрастает при расположении ее в породе в виде полос. (Например, слюда отрицательно влияет на прочность гнейсов.)

Тремолит легко вымывается водой. Часто встречается в мраморе. В этом случае порода приобретает повышенную способность к раскалыванию по зернам этого минерала.

Глинистые минералы могут встречаться в известняках, песчаниках, выветрелых магматических породах. Они снижают прочность и повышают размягченность пород при действии воды.

Минералы-новообразования, возникающие при выветривании, — серицит, хлорит, лимонит и другие — резко снижают прочность пород, а также ухудшают внешний вид материала.

Трещиноватость — важная особенность горных пород. Она оказывает отрицательное влияние на прочность естественных строительных материалов. Но иногда трещины способствуют более легкой разработке каменного материала. В случае сильной трещиноватости применимость горных пород в качестве штучного камня ограничена. Трещины служат тем путем, по которому развиваются в глубь пород процессы выветривания, снижающие качество строительного камня.

Структура пород в определенной степени отражает способность их к выветриванию. При прочих равных условиях менее поддаются выветриванию мелкозернистые и равномернозернистые породы.

Большое значение имеют физико-технические свойства пород, характеризующие строительные качества материала:

1. Объемный вес и пористость пород определяют вес получаемых материалов, а также дают возможность судить о морозостойкости, звукопроводимости и воздухопроводимости материалов. По объемному весу все материалы делятся на тяжелые, с объемным весом больше 1800 кг/м^3 , и легкие, с меньшим объемным весом.

2. Механическая прочность характеризуется временным сопротивлением сжатию. В отдельных случаях определяют сопротивление изгибу или разрыву естественных строительных материалов. По величине предела прочности на сжатие все каменные материалы делятся на марки: для обыкновенных — 100, 150, 200, 300 и т. д., а для легких материалов — 4, 7, 10, 15, 25, 30, 50, 70, 75.

3. Морозостойкость — способность материала в насыщенном водой состоянии выдерживать многократное попеременное замораживание и оттаивание без признаков разрушения и без значительного снижения прочности. При удовлетворительной морозостойкости коэффициент размягчения их больше 0,8. Все естественные строительные материалы по морозостойкости делятся на группы по количеству выдержанных циклов: 10, 15, 25, 35, 50, 100, 150, 200.

4. Истираемость пород характеризуется уменьшением веса или объема, происходящего при трении их о другой материал. Это свойство имеет значение для некоторых видов материалов (дорожных, для полов, ступеней и т. д.).

5. Вязкость материалов проверяется по величине сопротивления удару.

6. Водопоглощение — способность материала впитывать и удерживать воду. Различают объемное и весовое поглощение. Величина весового поглощения равна:

$$B_{\text{вес}} = \frac{g_2 - g_1}{g_1} \cdot 100 \%,$$

где $B_{\text{вес}}$ — величина весового водопоглощения, %;

g_1 — вес материала в сухом состоянии;

g_2 — вес материала в насыщенном водой состоянии.

Водопоглощение понижает прочность и морозостойкость пород.

Помимо перечисленных главных свойств, иногда ус- танавливаются некоторые специальные характеристики: теплопроводность, огнестойкость, коррозионная стой- кость, газопроницаемость и др. В качестве примера при- ведем некоторые требования промышленности к отдель- ным видам естественных строительных материалов.

Стеновой камень в большинстве случаев из- готовливается из известняков, вулканических туфов и не- которых других пород, поддающихся легкой обработке и достаточно пористых. Стеновой камень из вулканических туфов должен иметь размеры от 250×215 до 380×390 мм. Объемный вес не более 1,24. Временное сопротивление сжатию 60 кг/см^2 . Водопоглощение не более 50% по весу. По морозостойкости туфы должны выдерживать не менее 15 циклов замораживания.

Стеновой камень из известняка-ракушечника должен обладать объемным весом в пределах от 0,9 до 1,8. Весо- вое водопоглощение его не должно превышать 30%. Мо- розостойкость его не менее 10 циклов замораживания. Из ракушечника изготавливают блоки размером $390 \times 190 \times 190$ и $490 \times 240 \times 190$. Марка стенового камня (или его проч- ность) из этих пород колеблется от 4 до 50 кг/см^2 .

Мраморные облицовочные блоки изго- товляются размером не менее $0,3 \text{ м}^3$ при минимальной толщине 0,35 см. Механическая прочность их не регла- ментируется. Предъявляется требование к способности материала принимать зеркальную полировку. Мраморы должны иметь минимальную пористость ($n < 1,5\%$).

Щебень для бетонов имеет размеры от 5 до 150 мм. Прочность его должна быть в два раза выше мар- ки бетона. Водонасыщение щебня допускается не более 3—5%. Коэффициент размягчения не менее 0,8 и т. д.

Кровельная плитка из филлита изготовляет- ся размером 120×180 мм при толщине от 4 до 9 мм. Она должна выдерживать не менее 25 циклов заморажива- ния. Содержание пирита допускается не более 4%.

Бутовый камень имеет неправильную форму и получается главным образом из песчаников, известняков и доломитов.

Горные породы широко используются также в каче- стве основного сырья для получения многих искусствен- ных строительных материалов. В отличие от рассмотрен- ных естественных строительных материалов горные по-

роды, применяющиеся как сырье для промышленности строительных материалов, подвергаются разнообразной механи- ческой, термической и химической переработке, в резуль- тате которой образуются новые искусственные материа- лы. Так, одним из важнейших вяжущих материалов является портландцемент, получаемый путем тон- кого измельчения обожженной до спекания минеральной смеси (клинкера). Для производства цементного клинкера из горных пород составляется шихта, обогащенная не- обходимыми для производства цемента компонентами CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . В состав шихты должны входить карбонатные (известняки, мел, мергель) и глинистые по- роды. Отрицательные примеси — окись магнезия, соедине- ния фосфора, серы и щелочи. В минералогическом отно- шении вредными примесями являются фосфориты, апа- тит, полевые шпаты, слюды, гипс, пирит.

Породы, подбираемые для шихты, должны легко раз- малываться. Химический состав исходной смеси пород должен удовлетворять определенным значениям коэффи- циента насыщения, силикатного и глиноземного модуля. Они представляют собой следующие показатели:

а) коэффициент насыщения

$$KH = \frac{\text{CaO} - (1,65 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,35 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,75 \text{ SO}_3)}{2,8 \text{ SiO}_2},$$

его величина должна быть от 0,80 до 0,92.

б) силикатный модуль

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3},$$

значения его от 1,7 до 3,5;

в) глиноземный модуль $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$, его значения долж- ны быть в пределах от 1,0 до 2,5.

Воздушная строительная известь — од- на из самых распространенных местных вяжущих. Она получается обжигом (при $t^\circ = 1000^\circ \text{C} - 1200^\circ \text{C}$) известня- ков, доломита или мела.

Главное условие при выборе пород для обжига — со- держание в их составе не более 8% глинистых примесей. Известь, помимо применения в качестве вяжущего, идет также для производства силикатного кирпича и сили- кальцита.

Керамические материалы (кирпич, черепица, облицовочная керамика и т. д.) изготавливаются из глинистых пород путем их формования, сушки и обжига. В качестве сырья используют легкоплавкие глины с температурой плавления ниже 1350°C .

В качестве сырья для производства различных строительных материалов, помимо перечисленных горных пород, применяют бокситы, пемзу, трассы, диатомиты, трепел, опоку, пуццоланы, гипс, ангидрит, магнезит, доломит и некоторые другие породы.

Особенно широко используются пески для получения разных силикатных изделий, а также как минеральная составляющая различных строительных растворов и бетонов. Для песков, применяемых в различных материалах, устанавливаются определенные требования. Так, песок для бетонов должен иметь крупность от 0,3 до 5 мм. Содержание фракции менее 0,05 мм допускается не выше 2,5%. Для штукатурных растворов применяются пески с размером зерен от 1,2 до 0,15 мм. При производстве силикатного кирпича годится песок с крупностью зерен от 0,09 до 5 мм.

Вредными примесями в строительных песках являются пирит, гипс, слюда, уголь, торф, а также пылеватые и глинистые частицы. Содержание слюды в песках для обычных бетонов не должно превышать 0,5%, а пирита и гипса — не более 1%.

Способы разработки месторождений

Способы разработки месторождений определяются главным образом петрографическим типом, глубиной залегания и формой тела полезных ископаемых.

Месторождение полезных ископаемых может выходить непосредственно на поверхность или быть закрытым толщей каких-либо отложений, называемых в горном деле пустыми породами. В зависимости от глубины залегания полезных ископаемых их разработка осуществляется двумя методами: подземными или открытыми горными работами. В некоторых случаях полезные ископаемые выходят на дне рек, озер, морей. В таком случае ведется подводная разработка их.

Наиболее распространенная форма разработки горных пород для строительных целей — открытая, при ко-

торой упрощается организация добычи, максимально расширяется фронт работ, удешевляется стоимость продукции. Открытая разработка ведется в карьерах, представляющих собой систему открытых выработок, снабженных горнодобывающими механизмами и транспортными средствами.

В зависимости от типа полезных ископаемых выделяют следующие главные виды карьеров: каменные (ломки), песчано-гравийные, глиняные.

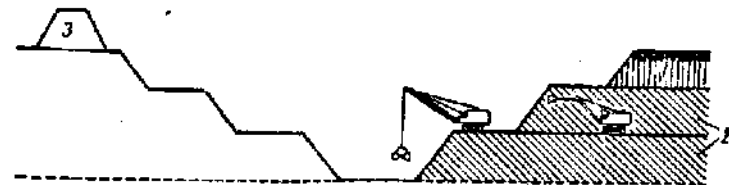


Рис. 194. Схема карьерной разработки строительных материалов:

1 — вскрыша, 2 — уступы полезных ископаемых, 3 — отвал

Для добычи полезного ископаемого в карьерах приходится предварительно снимать пустые породы. Этот процесс называется *вскрышей*. Соотношение объема вскрыши к объему полезного ископаемого носит название *горного коэффициента*. Он в определенной степени характеризует рентабельность разработки месторождения открытым способом.

Очертания карьера в плане зависят от глубины и форм залегания полезного ископаемого, а также характера рельефа. При разработке вскрыши и полезного ископаемого они разбиваются на ряд горизонтальных слоев, разделенных наклонными участками. Каждый такой слой носит название *уступа*. Высота уступов зависит от состава пород и применяемых методов разработки. Для каменных карьеров она колеблется от 8 до 27 м, а для рыхлых пород в зависимости от устойчивости откоса и метода разработки — от 3 до 8 м. Схема карьера приведена на рис. 194.

Выбор методов производства горных работ для вскрыши и добычи полезных ископаемых определяется типом пород, требованиями к добываемым строительным материалам, рельефом участка, экономикой и рядом других факторов. Наиболее часто применяются буровзрыв-

ные способы, механическая разработка (экскаваторами, скреперами, бульдозерами), гидромеханическая (размывом пород), плавучие механические снаряды (землечерпалки).

Полученный после разработки материал в зависимости от назначения подвергают дополнительной обработке: дроблению, сортировке и обогащению. Последняя операция представляет собой процесс очистки добытого материала от вредных составляющих. Так, при обогащении песка и гравия удаляют пылеватые и глинистые примеси.

Понятие о проектировании карьеров

При проектировании карьеров решают следующие задачи:

1. Выбирают правильное расположение карьера, обеспечивающее необходимый фронт работ.
2. Устанавливают его плановые очертания и формы поперечных разрезов на разных стадиях разработки месторождения.
3. Назначают технологическую схему добычи полезного ископаемого и выявляют комплекс необходимого для этой цели оборудования.
4. Выбирают вид транспорта для полезного ископаемого и пустых пород.
5. Составляют проект организации работ по вскрыше, добыче и дальнейшей переработке полезных ископаемых.
6. Устанавливают потребности в электроэнергии, воде, паре, газе и проектируют соответствующие сети.
7. Выявляют необходимое количество подсобных и складских помещений и проектируют их расположение.
8. Составляют схему карьера и рассчитывают стоимость получаемых материалов.

Проектирование карьеров ведут по определенным стадиям. Во многих случаях проектированию предшествуют поисковые работы, цель которых — обнаружить и дать общую характеристику полезных ископаемых какого-либо района. Проектирование начинают с составления планового задания, в котором содержатся предварительные данные о размещении карьера, требования к качеству материала, необходимой производительности, условиям работы карьера, условиям транспорта продукции и т. д. На этой стадии дается техническое задание на различные работы.

После составления планового задания проводят геоло-

логоразведочные работы, после окончания которых составляют проектное задание, содержащее все основные характеристики карьера, генеральный план, технологические процессы обработки полезного ископаемого после его извлечения, калькуляцию себестоимости продукции, смету по укрупненным измерителям и т. д. После составления проектного задания для крупных карьеров могут выполняться некоторые дополнительные геологоразведочные изыскания и лабораторные исследования.

Окончательный этап — техно-рабочее проектирование, в процессе которого прорабатывают все детали карьерного хозяйства и составляют полную смету. Таким образом, проектирование карьеров ведется по трем (или двум) стадиям: планового задания, проектного задания и техно-рабочего проекта.

Для обоснования проекта карьера проводят геологические разведки месторождений. Важнейшие работы, выполняемые в процессе разведки, — геологическое картирование и разведочные работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Общие представления о геологическом картировании

Геологическая карта представляет собой проекцию на горизонтальную плоскость выходов различных по возрасту и составу пластов. Соответствующие геологические комплексы наносят на обычные топографические карты и выделяют определенными условными обозначениями.

Карты по характеру отражаемых комплексов делятся на следующие типы:

геологические, на которые наносят выходы пластов различного возраста;

литологические, отражающие выход на поверхность пластов разного петрографического типа (песков, глин, сланцев, гранитов и т. д.);

геолого-литологические, дающие представление о возрасте и составе пород, слагающих поверхность.

При построении геологических карт четвертичные отложения, как правило, не наносятся, так как они маски-

руют коренные породы. Четвертичные осадки сохраняются лишь в речных долинах и на некоторых участках.

Четвертичные породы, слагающие поверхность, наносятся на карты четвертичных отложений.

Помимо перечисленных типов карт для различных целей составляются так называемые специальные карты. Примером их могут служить:

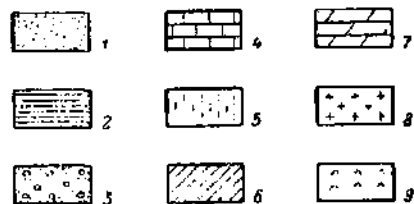


Рис. 195. Условные обозначения горных пород:

1 — песок, 2 — глина, 3 — песок с валунами, 4 — известняк, 5 — лесовый сульфид, 6 — суглинок, 7 — мергель, 8 — гранит, 9 — габбро, базальт

карты строительных материалов, дающие представление о распространении на поверхности горных пород, пригодных для использования в качестве естественных строительных материалов и сырья для промышленности строительных материалов;

инженерно-геологические карты, отражающие геологические условия возведения сооружений; гидрогеологические карты, дающие представление о характере залегания подземных вод.

Карты различают по масштабу. По этому признаку выделяют следующие их типы:

1) мелкомасштабные, или обзорные государственные карты, масштаб меньше 1:250 000;

2) обзорные карты — республиканские и краевые — масштаб 1:100 000;

3) крупномасштабные карты: 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000;

4) детальные (гидрогеологические, инженерно-геологические, карты месторождений полезных ископаемых и др.), масштаб которых: 1:25 000, 1:10 000, 1:5000, 1:1000, 1:500 и даже 1:250.

На всех геологических картах для выделения пород по возрасту и составу употребляют определенные условные обозначения (рис. 195).

Возраст пород обозначают определенным цветом и условными буквенными обозначениями — индексами. (табл. 26).

Наиболее распространенные условные цвета и индексы

Эры и периоды	Цвет на геологических картах	Индекс
<i>Кайнозойская эра</i>		
Четвертичный	Светлый серовато-зеленый	Q
Третичный	Желтый	Tr
Неогеновый	Светло-желтый	N
Палеогеновый	Оранжевый	Pg
<i>Мезозойская эра</i>		
Меловой	Зеленый	Cr
Юрский	Синий	J
Триасовый	Светло-лиловый	T
<i>Палеозойская эра</i>		
Пермский	Коричнево-красный	P
Каменноугольный	Серый	C
Девонский	Коричневый	D
Силурийский	Зеленовато-коричневый	S
Ордовикский	Фиолетовый	O
Кембрийский	Лиловый	Sp
<i>Протерозойская эра</i>		
Архейская эра	Розовый	Pt
	Розовый	Ar

Для получения детальных данных о геологическом строении местности по какой-либо линии строят геологический разрез, который в отличие от карты представляет собой проекцию границ напластований на вертикальную плоскость. Геологические разрезы могут строиться как по данным полевых наблюдений, так и по геологической карте.

Геологическая карта строится на основании данных, полученных при геологической съемке территории.

Геологические съемки

Под геологической съемкой понимается комплекс полевых работ, имеющих целью составление гео-

логических карт и разрезов. При геологических съемках выполняются следующие полевые исследования:

- а) рекогносцировочный осмотр территории съемки;
- б) изучение и описание естественных обнажений;
- в) разведочные работы и их документация для характеристики участков, бедных естественными обнажениями;
- г) отбор проб;
- д) нанесение на карту объектов геологических наблюдений или их топографическая привязка.

Все полевые исследования и наблюдения вносят в полевые книжки и дневники, которые наряду с картой служат главными документами геологического картирования. Помимо этого, при съемочных работах отбирают образцы и пробы пород; а также выполняют зарисовки и фотографирование различных геологических объектов.

Один из главных объектов изучения при съемках — естественные обнажения, к которым относятся стенки оврагов, крутые склоны балок, уступы речных террас, промоины и прочие природные углубления и выступы рельефа. Каждое естественное обнажение наносят на карту, нумеруют, детально описывают и зарисовывают. Иногда обнажения фотографируют. Из обнажений отбирают образцы и пробы пород. Особенно тщательно при изучении обнажений определяют элементы залегания пластов (углы падения, простирание), а также их мощность.

Пример простейшего описания естественного обнажения, заносимого в дневник геологической съемки

Обнажение № 42

Месторождение: правый берег балки Большой (устьевая часть).
Отметка поверхности: +64,35.

1. Чернозем обыкновенный, суглинистый, сухой, с корнями растений. Мощность 0,8 м.

2. Суглинок, желто-бурый, лёссовидный, слабовлажный, содержит редкие корнеходы (образец 42 а). Мощность 4,9 м.

3. Известняк-ракушечник, кавернозный, каверны в верхней части не заполнены, а в нижней части видимого слоя заполнены глинистым материалом. В толще известняков развиты трещины, ориентированные под углом 30° к напластованию. Слои известняка залегают горизонтально. Книзу слои известняка приобретают более темную окраску (серовато-желтую). Видимая мощность 2,1 м.

Ниже склон прикрыт делювием.

Все слои залегают горизонтально.

Описание обнажений сопровождаются четкими и ясными зарисовками, выполненными в масштабе 1:20—1:50. Каждая зарисовка должна быть ориентирована на местности. На рис. 196 дано описанное обнажение.

На участках, бедных естественными обнажениями, проводят разведочные работы (шурфование, бурение и т. д.), которые также тщательно документируют.

Методика геологической съемки зависит от ряда факторов, из которых главное значение имеют масштаб съемки, степень обнаженности территории, назначение съемок.

Наиболее распространенные методы крупномасштабных съемок следующие.

Изучение и оконтуривание отдельных обнажений. В этом случае карта строится по результатам детального изучения отдельных обнажений. Этот метод применяется при плохой обнаженности района.

Маршрутная съемка. Заключается в описании естественных и искусственных обнажений по определенным, заранее намеченным маршрутам. Этот вид съемки особенно необходим для районов, имеющих хорошую обнаженность коренных пород. Маршруты назначают, как правило, вкрест простирания пород.

Метод прослеживания пластов. Он заключается в выборе какого-либо пласта (или группы пластов) и прослеживании его выходов с нанесением на полевую карту на возможно большем расстоянии. Этот метод применим только при хорошей обнаженности территории.

Съемка профилями. Заключается в построении разрезов по естественным обнажениям и выработкам на заранее намеченных профилях. Этот вид съемки часто применяется для составления геологических карт полезных ископаемых, залегающих горизонтально или со слабым наклоном.

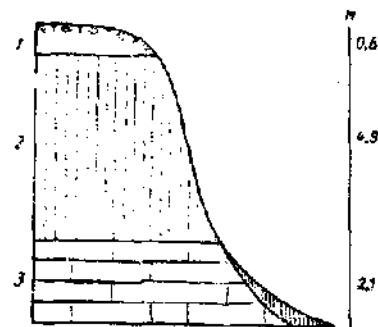


Рис. 196. Зарисовка естественного обнажения

Площадная съемка, при которой картируется вся изучаемая площадь. Для каждого масштаба съемки необходимо определенное количество точек наблюдений. Если их оказывается меньше чем это требуется, то геологические съемки не соответствуют по детальности выбранному масштабу. П. В. Вейнерман выявил следующую зависимость густоты точек при детальной геологической съемке от разных масштабов.

	1:1000	1:5000	1:10000	1:25000
Площадь клетки, освещаемая одной точкой-обнажением, м ²	800	10000	20000	125000
Минимальное количество точек-обнажений для освещения 1 км ² площади	1250	100	25	7
Дополнительное количество точек-обнажений, необходимое для детализации 1 км ² площади	300—500	30—50	10—20	3—5

При полевых съемках для составления гидрогеологических и инженерно-геологических карт, помимо общегеологических наблюдений, проводят специальные обследования.

При гидрогеологической съемке тщательно изучают и документируют все выходы подземных вод (источники, колодцы, ключи и т. д.), устанавливают минерализацию воды, выявляют все водопроявления на участках съемки, выясняют наличие напорных и ненапорных подземных вод и т. д.

При инженерно-геологическом картировании исследуют и документируют физико-геологические явления и инженерно-геологические процессы, развитые в районе, исследуют физические и механические свойства пород, изучают явления деформации ранее возведенных зданий и сооружений и т. д.

Для составления специальных карт строительных материалов применяется ряд методов, из которых распространен метод С. Ф. Малявкина, когда картируют горные породы — строительные материалы, за-

легающие на глубине 4 м, при этом материалы в зоне выше 4 м отбрасываются. Недостаток этого метода — отсутствие учета материала из четвертичных пород.

Очень удачна раздельная съемка четвертичных и коренных пород. При этом дается детальная петрографическая характеристика первой и второй группы пород. Пример подобных съемок — карты, составленные в 1938 г. Н. П. Малюковым для европейской части СССР.

Некоторые понятия о построении геологических карт и разрезов

В результате обработки полевых съемочных материалов составляют геологическую карту. Главная задача, стоящая перед геологом, — проведение на карте граничных линий выходов пластов на горизонтальную поверхность. При построении их используют полевые данные о характере залегания пластов в обнажениях, анализ общих геологических условий района, а также определенные правила построения проекций. Часто геологу приходится по отдельным разрозненным обнажениям восстанавливать истинное положение выходов коренных пород на участках, скрытых от его взора толщами четвертичных отложений. Если пласты залегают горизонтально, то на карте их граничные линии будут параллельны горизонталям (рис. 197, А).

Граничные линии пластов, имеющих угол падения 90° (т. е. вертикально падающих), будут представлены прямыми линиями, пересекающими карту в направлении простирания пластов (рис. 197, Б).

Наконец, если на поверхность земли выходят наклонно падающие пласты (моноклиналиные залегания), то их выходы будут образовывать криволинейные линии, находящиеся под разными углами к горизонталям (рис. 197, В). Получающиеся граничные линии будут пересекать горизонтали. На участках понижений рельефа они будут отклоняться в направлении падения пород, а на возвышениях — в направлении, противоположном падению. Чем больше угол падения пород, тем меньше граничные линии отклоняются от прямой.

По геологической карте с горизонталями можно легко определить элементы залегания наклонно падающих

пластов, их мощность и рассчитать глубину залегания в любой точке местности.

Складчатые дислокации пластов на карте образуют сложный рисунок, зависящий от степени расчлененности рельефа. Возможно образование нескольких изолированных участков либо одного сложного зигзагообраз-

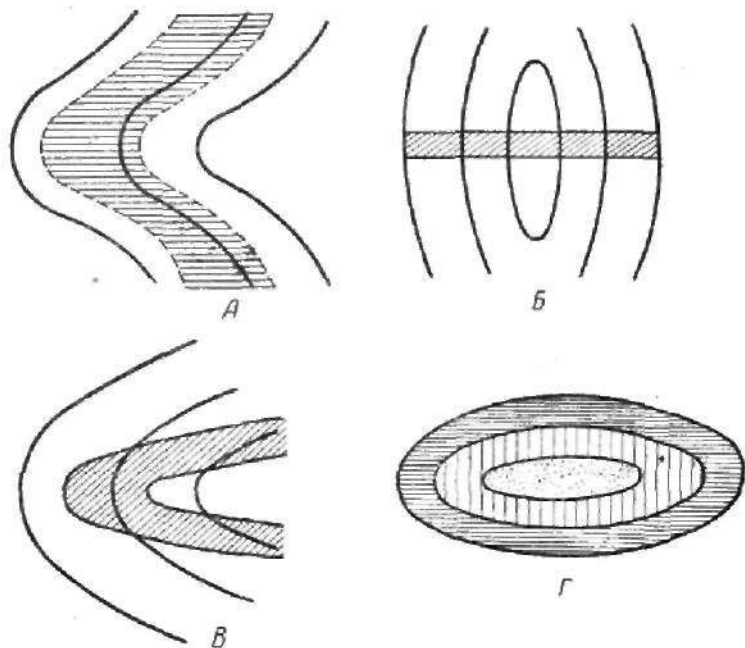


Рис. 197. Изображение на картах выходов пластов. А — горизонтальных; Б — вертикальных; В — наклонных; Г — выход на поверхность синклинали

ного выхода. Синклинали и антиклинали образуют на плоской поверхности замкнутые эллипсовидные выходы (рис. 197, Г).

Геологические разрезы, имеющие большое значение при проектировании карьеров, могут строиться либо на основании полевых данных («наблюденные»), либо по геологическим картам («построенные»). Для составления разрезов выбираются направления, идущие вкрест

простирая (перпендикулярно). Наблюденные разрезы могут строиться как по обнажениям, так и по результатам бурения и шурфования (рис. 198). По геологическим

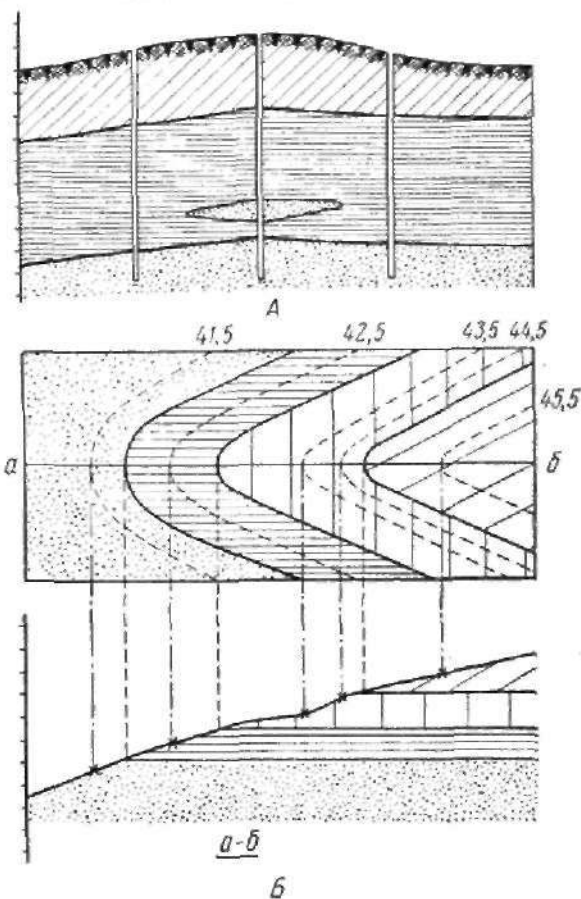


Рис. 198. Геологические разрезы. А — по буровым скважинам («наблюденные»); Б — по карте («построенные»)

картам, имеющим горизонтали, построение разрезов не представляет особого труда. При горизонтальном залегании пластов их граничные линии совпадают с горизонталями.

Построение разреза начинается с выбора его масштаба. В большинстве случаев горизонтальный масштаб берется тот, который имеет геологическая карта, а вертикальный масштаб соответственно принимается крупнее в 2—10 и даже 20 раз.

Далее построение разреза по геологической карте имеет следующую последовательность (рис. 198).

1. По топографическим правилам строят профиль поверхности по заданной линии.

2. Под полученной профильной линией в соответствии с положением граничных линий выходов пластов проводят горизонтальные поверхности слоев. Затем виды пород обозначают принятыми условными обозначениями.

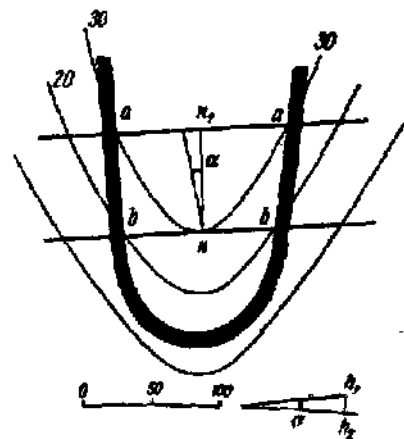


Рис. 199. Определение угла падения наклонных пластов по геологической карте с горизонталями

Несколько усложняется построение разреза при наклонном (моноклинальном) залегании пласта. В этом случае построение геологического разреза такое же, как и при горизонтальном залегании, но пластам придается уклон, равный углу падения. Величину его находят по геологической карте с горизонталями. Можно видеть, что если на рис. 199 на линии, соответствующей кровле пласта, найти точки пересечения с горизонталью 30 (точки a и a), затем с горизонталью 20 (точки b и b), то полученные линии $a-a$ и $b-b$ будут представлять собой линии простирания, проведенные в плоскости пласта на отметках 20 и 30. Если измерить по масштабу расстояние между этими линиями ($k_1 - k$), представляющее собой проекцию действительного расстояния между ними, а также установить разность отметок точек $h_1 - h_2 = H$, тогда (см. рис. 199)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h_1 - h_2}{k_1 - k_2} = \frac{H}{l}$$

Во взятом примере: $l = 75$, а $H = 30 - 20 = 10$, отсюда $\operatorname{tg} \alpha = \frac{10}{75} = 0,13$, угол $\alpha \approx 8^\circ$. Угол падения может быть также найден графически, как это показано на рис. 199.

Зная величину угла падения, можно легко построить геологический разрез моноклинально залегающей группы пластов и определить их действительную мощность.

Если на участке есть те или иные формы дислокаций, то разрез строится на основе анализа тектонического строения района.

РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Разведочные выработки

При разведке месторождений, геологической съемке, инженерно-геологических исследованиях строительных площадок и в других случаях для выявления характера геологического строения участков выполняют разведочные работы. Среди них главное значение имеет проходка различных типов разведочных выработок.

Разведочные выработки проходятся путем проведения горных работ. Наиболее широко применяют расчистки, копуши, шурфы, канавы, штольни, шурфы с кваршлагами, буровые скважины.

Скорость горнопроходческих работ и способы их ведения в значительной степени определяются требуемой глубиной выработки и составом пород.

Рассмотрим главнейшие типы разведочных выработок.

Копуши (закопушки) — мелкие поверхностные вертикальные выработки сечением $0,4 \times 0,4$ или $0,4 \times 0,6$ м. Их глубина не превышает 0,8 м. Копуши применяют при малой мощности рыхлых покровных пород.

Расчистки служат для снятия рыхлого деювия и выветрелых частей пород с наклонных поверхностей естественных обнажений (например, стенок оврагов). Для сокращения объемов работ они устраиваются уступами (рис. 200, Б).

Канавы и траншеи — выработки шириной до 0,8 м и глубиной до 3 м (рис. 200, А). Проходятся вручную или с помощью экскаватора. В зависимости от глубины и состава пород стенкам канавы придают тот

или иной откос. В процессе проходки канав их описывают и зарисовывают в специальных журналах и указывают места отбора проб и образцов.

Шурфы представляют собой вертикальные разведочные выработки. Форма их поперечного сечения квадратная или прямоугольная. Площадь сечения до 2 м²

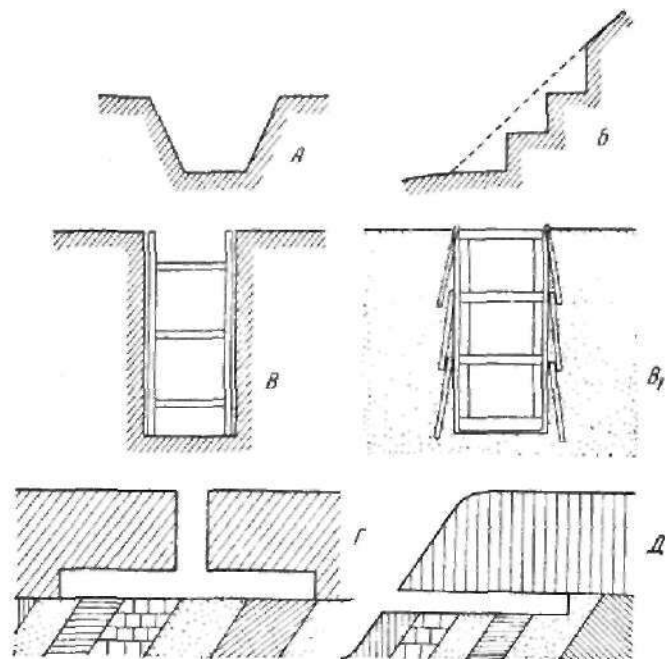


Рис. 200. Горные выработки. А — канава; Б — расчистка; В — с распорным креплением; В₁ — забойное крепление; Г — шурф с квершлагом; Д — штольня

(1,25×1,0; 1,5×1,0; 1,6×1,25 м). Иногда применяют шурфы с круглым сечением, называемые дудками. Диаметр дудок принимается равным 0,9 м. Глубина шурфа может достигать 50 м и более, на практике шурфы в большинстве случаев доводят до глубины 10—15 м.

В сыпучих и слабых глинистых породах проходка шурфов осуществляется с креплением стенок. Наиболее простой способ крепления — распорный, при кото-

ром стенки укрепляются досками, удерживаемыми системой распорок (рис. 200, В). В сухих сыпучих породах устраивают забойное крепление, при котором грунт укрепляют крепью, состоящей из досок, забиваемых по внешнему периметру специальных рам.

Наконец, в некоторых случаях при необходимости длительной службы шурфа устанавливают срубное крепление из пластин либо крупного леса.

При проходке шурфов ведется шурфовый журнал, в котором детально записывают данные о вскрываемых

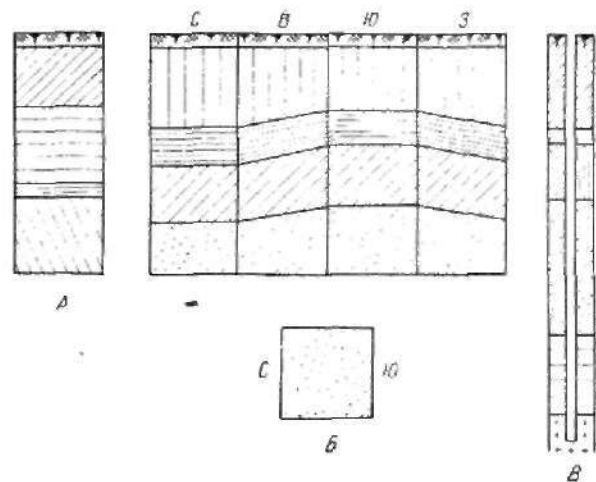


Рис. 201. Геологические разрезы и развертки горных выработок. А — разрез; Б — развертка шурфа; В — буровая колонка; (С, В, Ю, З — стенки шурфа)

породах, условиях их залегания, появлении грунтовых вод и т. д. Помимо этого, зарисовывают разрез шурфа, на который наносят строение одной стенки. При неоднородном геологическом строении разных стенок шурфа строятся его развертки (рис. 201). Шурфы позволяют детально изучать особенность строения и залегания горных пород. Они дают возможность получать качественные образцы пород-монолитов (сохраняющих естественную структуру).

Отрицательные стороны шурфования — сравнительно высокая стоимость работ, трудность проходки шурфов

в условиях притока грунтовых вод и сравнительно большие затраты времени.

В настоящее время для проходки неглубоких дудок диаметром до 2000 мм стали применять специальные виды механического бурения (шнековое, роторное и др.), которые позволяют значительно ускорить производство работ.

Шурфы с квершлагами представляют собой комбинацию шурфа с квершлагом — подземной горизонтальной выработкой, направленной вквост простирания пород и выходящей в шурфе (рис. 200). Они применяются при условии значительной толщи пустых пород, прикрывающих моноκлиально залегающие пласты полезного ископаемого.

Штольни представляют собой горизонтальные разведочные выработки, имеющие один выход на поверхность. Они проходятся на склонах вглубь массива (рис. 200). Их целесообразно применять при наличии значительной толщи пустых пород, прикрывающих круто падающие пласты полезных ископаемых. Штольням придается трапециевидное сечение высотой 1,5—1,6 м. При этом нижнее основание берется равным 1,3—1,5 м, а верхнее — 0,8 м. Стенки штольни, как правило, крепятся.

Бурение

Один из главных видов разведочных работ — бурение, которое заключается в проходке в толще земной коры круглых вертикальных или наклонных выработок малого диаметра, называемых буровыми скважинами. Верхняя часть скважин именуется *устьем*, а дно — *забоем*.

В зависимости от способа работ различают бурение ударное, ударно-вращательное, вращательное и вибрационное.

При ударном бурении скважина разрабатывается ударами по забою, производимыми с помощью специальных инструментов — долот.

Ударно-вращательное бурение широко применяется при инженерно-геологических изысканиях и представляет собой комбинированную разработку скважин ударами и вращением.

Вращательное бурение наиболее распространено. При нем режущий инструмент разрабатывает грунт вращением с постепенным перемещением в глубину породы.

Вибрационное бурение позволяет погружать в грунт буровой инструмент при помощи специального механизма — вибратора.

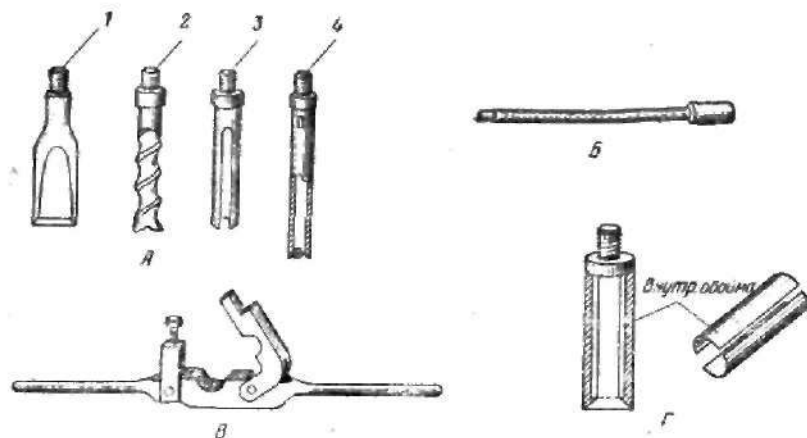


Рис. 202. Инструмент для бурения. А — наконечники (1 — долото, 2 — змеевик, 3 — буровая ложка, 4 — желонка); Б — штанга с муфтой; В — жимок; Г — грунтонос

Бурение может быть ручным и механическим.

Ручное бурение применяется для проходки скважин глубиной до 50—100 м. Набор инструментов, употребляемых при ручном бурении (буровой комплект), следующий: *буровые наконечники*, представляющие собой набор инструмента для непосредственной разработки скважин. Главные типы наконечников (рис. 202): *долото*, применяемое для разработки ударами твердых пород; *буровая ложка* — для бурения в суглинках, супесях и других мягких породах; *змеевик*, употребляемый при проходке пластичных пород, а также суглинков, содержащих гравийные включения; *желонка*, используемая для проходки в водонасыщенных песках и разжиженных пылевато-глинистых породах. Для того чтобы жидкий грунт можно было извлекать на

поверхность, желонки на конце снабжаются специальными клапанами.

Наконечники укрепляют на металлических штангах, представляющих собой стальные трубы диаметром 33—48 мм. Длина штанги различна — от 1 до 3,5 м. По мере углубления скважин штанги наращивают, соединяя

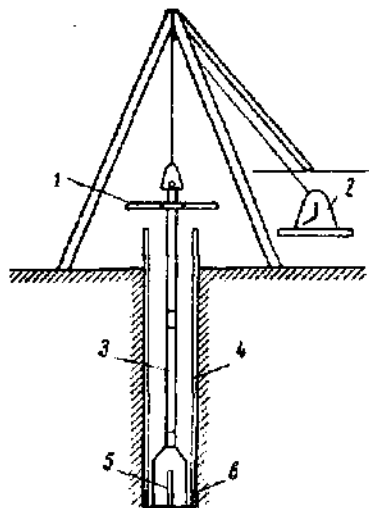


Рис. 203. Схема ручного ударно-вращательного бурения:

1 — жимок, 2 — лебедка, 3 — штанга, 4 — обсадная труба, 5 — бур-наконечник, 6 — башмак

при их соединении и разъединении и т. д.

Отбор проб с ненарушенной структурой проводится при помощи специальных грунтоносов; схема одной из конструкций грунтоносов приведена на рис. 202.

На рис. 203 показана схема ручного ударно-вращательного бурения. Для удобства поднятия и опускания колонн штанг в скважину применяют буровые треноги или вышки, а также лебедки разных типов. Ручное ударно-вращательное бурение может быть различных диаметров: 3", 4,5", 6", 8", 10" и 12".

Механическое бурение получает все большее распространение в практике разведочных и инженерно-

геологических работ. Наибольшее применение находит вращательное бурение. Буровые станки для этого вида бурения представляют собой комбинации следующих частей:

а) механизмов, приводящих в движение инструменты, разрабатывающие грунты;

б) лебедок, осуществляющих подъем и спуск рабочего оборудования;

в) механизмов, позволяющих в процессе работы осуществлять непрерывную подачу (опускание) разрабатываемого инструмента;

г) насоса для нагнетания промывающей жидкости в скважину. Ее назначение — охлаждение инструмента и очистка забоя от буровой муки.

Механизмы буровых станков приводятся в движение либо электродвигателями, либо двигателями внутреннего сгорания.

При вращательном бурении разработка скважин ведется двумя методами: сплошным или кольцевым забоем (колонковое бурение).

При сплошном забое разрабатывается все сечение скважин. Таким путем осуществляется роторное бурение. Рабочей частью бурового станка этого вида бурения служит укрепленное на конце колонны штанг специальное долото (рыбий хвост, шарошечное), приводимое ротором во вращение вместе с системой штанг.

Станки для бурения сплошным забоем (рис. 204) в настоящее время выпускаются смонтированными на автомашинках. Можно назвать ряд самоходных станков, выпускаемых советской промышленностью (марки АВБ-100, АВБ-3-100). Они обеспечивают бурение на глубину до 100—150 м.

Колонковое бурение (с кольцевым забоем) проводится путем разработки забоя скважины специальными коронками. Коронки выпиливают из пород столбик, который входит внутрь трубчатых штанг. Режущие части коронок снабжаются пластинками твердых сплавов, алмазами и т. д.

В результате колонкового бурения получается керн — столбик породы, выпиленный коронкой. Его отрыв от породы осуществляется при помощи специального устройства — врателя. Бурение ведется с промывкой скважины



Рис. 204. Буровой станок, смонтированный на машине

водой, которая охлаждает коронку и выносит продукты истирания пород (шлам). Наиболее распространенные станки для этого типа бурения КА-2М-300, КАМ-500 и др.

Новая разновидность механического бурения — проходка скважин при помощи шнеков — непрерывных винтовых лопастей, винтообразно охватывающих штанги. Шнековое бурение позволяет проходить скважины диаметром от 150 до 1500 мм.

Глубина этого типа бурения возможна до 100 м. Скорость проходки шнековым бурением достигает в рыхлых песках >5 м/мин.

Советская промышленность в настоящее время выпускает шнековые станки, смонтированные на автомашинах.

Вибробурение применяют для погружения в породы буровых наконечников и обсадных труб. Для этого на штанге или на наконечнике устанавливают вибратор. Последний создает колебание высокой частоты, передаваемое на разрабатывающий инструмент. Вибробурение позволяет достичь больших скоростей проходки. Этому способствуют тиксотропные явления, возникающие в грунтах при вибрировании. Скорость бурения в мокрых глинах 5 м/мин.

Документация бурения осуществляется путем ведения бурового журнала, куда вносят данные о применяемых наконечниках, трудности бурения, величине проходки за смену, глубине погружения обсадных труб, отобранных образцах, описании пород, подземных водах и т. д. По данным бурения составляется колонка (разрезы) буровой скважины, образец которой показан на рис. 201.

Бурение дает возможность наиболее быстро и дешево исследовать условия залегания горных пород, а также отобрать пробы из всех встреченных прослоев. Недостаток его — малая точность полученных сведений о тонких прослоях и трудность отбора образцов с ненарушенной структурой.

Геофизические методы исследования

В последнее время все большее распространение при геологических съемках и инженерно-геологических исследованиях находят геофизические методы. В большинстве случаев они применяются как вспомогательные методы, позволяющие сократить объемы горно-проходческих работ и значительно ускорить темпы геологических разведок.

Геофизиками созданы различные методы исследований геологического строения поверхности, каждый из которых основан на тех или иных физических свойствах пород. Рассмотрим главнейшие из них.

Сейсмические методы основаны на различии в скоростях распространения упругих колебаний, возникающих как от естественных причин, так и от специально производимых взрывов.

Магнитные методы основаны на исследовании магнитных аномалий, возникающих на отдельных участках земной коры. Эти методы особенно эффективны для выявления некоторых полезных ископаемых (гематита, магнетита и др.).

Наибольшее распространение в практике геологических съемок и инженерно-геологических исследований

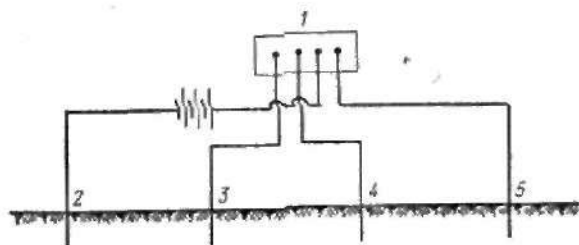


Рис. 205. Схема электропрофилирования:
1 — прибор, 2—5 — электроды

получила электроразведка, которая применяется для исследований месторождений естественных строительных материалов, а также для различных инженерно-геологических целей.

При поисках месторождений крепких известняков в Подмоскowie стоимость работ на площади 100 км², по данным М. А. Шибакoвa, составила при разведке с применением бурения 3 млн. рублей. Применение геофизических методов, стоимость которых для указанной территории составила лишь 200 тыс. рублей, позволило сократить объем бурения, а вместе с ним и стоимость работ в несколько раз.

Электроразведка основана на исследовании искусственно создаваемого в породах электрического поля, характер которого зависит главным образом от величины удельного электрического сопротивления. Наибольшее распространение получили две разновидности электроразведки: электропрофилирование и вертикальное электрoзoндирование (ВЭЗ).

При электропрофилировании на исследуемом участке забивают серию створов и на каждом из них измеряют сопротивление пород путем перемещения установки с фиксированным положением электродов (рис. 205). Перемещая эту систему электродов (без изменения их расстояния) вдоль створов, можно получить

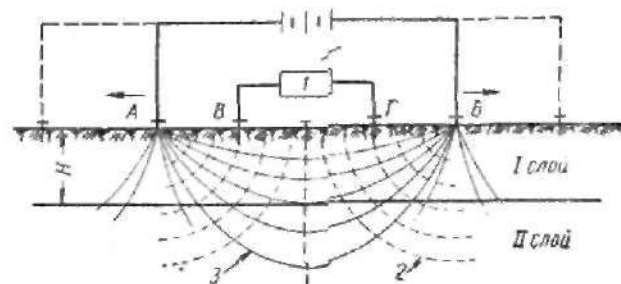


Рис. 206. Схема вертикального электрического зондирования (ВЭЗ):
1 — потенциометр, АБВГ — электроды, 2 — эквипотенциальные линии, 3 — линии токов

сведения об изменении на участке удельного сопротивления пород. Обработка полученных данных измерений на ряде профилей позволяет устанавливать участки с нарушенным геологическим строением (определяемым по аномальным значениям удельного сопротивления пород). Электропрофилирование с успехом применяют для обнаружения карстовых пустот.

Для получения данных о глубине и условиях залегания разнородных пластов используют метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Сущность его заключается в том, что по мере увеличения разноса (расстояния между питающими электродами А и Б) возникает перемещение линий токов на большую глубину (рис. 206). Поэтому по мере возрастания разноса электродов АБ будет происходить увеличение глубины электрoзoндирования (Н). Последняя может быть определена из простой зависимости:

$$H = \frac{1}{3} AB$$

В процессе зондирования измеряют силу тока в питающей сети, а при помощи потенциометра ЭП-1 и электродов В и Г устанавливают кажущееся сопротивление пород (ρ_k). Исследование сводится к серии измерений,

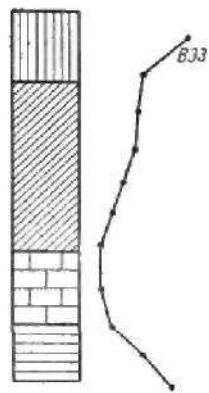


Рис. 207. Кривая ВЭЗ, сопоставленная с данными бурения

выполняемых с постепенно возрастающим разносом. Результаты позволяют составить разрез, в котором выделяются слои с различной величиной кажущегося удельного сопротивления. На рис. 207 показаны кривые ВЭЗ, сопоставленные с данными бурения. Точность разрезов, получаемых с помощью ВЭЗ, зависит от ряда факторов. При упомянутой выше разведке известняков в Подмоскowie расхождения между границами слоев, полученными бурением и ВЭЗ, составили ± 3 м. Наибольшие погрешности ВЭЗ наблюдаются при малой глубине расположения поверхности раздела пластов (2—3 м), а также при значительной глубине ее залегания (более 15 м).

Методы электроразведки дают большую экономию во времени и средствах, откуда вытекает необходимость широкого внедрения их при инженерно-геологических исследованиях и геологоразведочных работах для поисков и разведки месторождений строительных материалов.

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Понятие о разведке месторождений

Цель геологоразведочных работ — получение данных о характере залегания полезного ископаемого, его качестве и запасах, необходимых для проектирования горнодобывающих предприятий.

Разведочные работы выполняют по стадиям, тесно взаимосвязанным друг с другом. Выделяются следующие виды разведок: 1) поиски; 2) предварительная разведка; 3) детальная разведка, 4) эксплуатационная разведка.

При поисковых работах перед геологами ставятся следующие задачи:

- исследовать намеченный район с целью обнаружения месторождений строительных материалов;
- получить данные для сопоставления встреченных на территории поисков месторождений и выбрать из них наиболее подходящие для разработки;
- сделать отбор проб для начальной качественной характеристики строительных материалов;
- получить приближенные данные о запасах полезных ископаемых.

При предварительной разведке получают следующие данные:

- выявляют геологические условия залегания полезных ископаемых (характер геологического разреза, структурные особенности, формы рудного тела и т. д.);
- выявляют участки для дальнейшей детальной разведки месторождений;
- качественное опробование месторождений;
- уточняют запасы полезных ископаемых.

Детальная разведка призвана решать задачи:

- детального выявления геологии месторождений;
- гидрогеологических и инженерно-геологических условий эксплуатации месторождений;
- дальнейшего уточнения запасов полезного ископаемого;
- окончательной оценки качества строительных материалов.

Эксплуатационная разведка имеет главной целью уточнение запасов полезных ископаемых в процессе разработки карьеров. Она осуществляется лишь в особых случаях.

Геологические исследования месторождений ведутся в соответствии с проектами поисковых и разведочных работ. Каждый вид разведок состоит из трех этапов: подготовительного, полевого и камерального. Прежде чем приступить к выполнению поисковых и геологоразведочных работ, проводятся подготовительные работы. Они заключаются в проведении ряда важных мероприятий:

- сборе и изучении архивных, фондовых и литературных материалов по территории разведок;
- в подборе необходимых геологических и топографических карт;

в) организации партии (подборе сотрудников, приобретении и доставке к месту работы механизмов, транспорта и т. д.).

Полевые работы заключаются в выполнении намеченных геологосъемочных и разведочных работ (бурении, шурфовании, опробовании и т. д.).

Камеральный этап сводится к увязке всех полученных полевых данных, составлении разрезов, геологических карт, написании отчета и утверждении подсчета запасов в Государственной комиссии по запасам при Совете Министров СССР (ГКЗ) или Территориальной комиссии по запасам (ТКЗ).

Особенно ответственная часть работы — составление отчета. Последний включает следующие разделы:

1. Введение, в котором излагаются задачи исследований, их юридическое обоснование, сроки и сметная стоимость работ.

2. Географическое положение месторождения.

3. Экономические сведения о районе.

4. Орографическая территория месторождения.

5. Климатическая характеристика района.

6. История геологической изученности месторождения.

7. Геологическая характеристика района.

8. Геологическое строение месторождения.

9. Гидрогеологическая характеристика месторождения.

10. Описание выполненных геологоразведочных работ.

11. Требования к строительным материалам и качественная характеристика месторождений.

12. Гидрогеологические условия эксплуатации месторождения.

13. Подсчет запасов.

14. Экономика и эффективность проведенных геологоразведочных работ.

15. Заключение.

Отсчет сопровождается графическими (карты, разрезы, колонки, развертки и т. д.) и текстовыми приложениями (журналы, ведомости лабораторных испытаний, петрографические и минералогические описания, акты и т. д.).

Классификация месторождений по признакам, определяющим методы разведочных работ

Месторождения строительных материалов крайне разнообразны по условиям залегания, геологическому возрасту, минералого-петрографическому составу, происхождению. По классификации ВИМСа (Всесоюзного института минерального сырья), с точки зрения выбора методов разведочных работ все месторождения делятся на 4 группы:

I группа — **пластовые и пластообразные месторождения**. Они характеризуются горизонтальным (или слабонаклонным) залеганием. Эта группа месторождений делится на следующие подгруппы:

выдержанные месторождения, в которых качество полезных ископаемых выдерживается на протяжении сотен метров;

невыдержанные месторождения, в которых качество полезных ископаемых изменяется на небольших расстояниях;

месторождения, образованные мало-мощными пластами.

В первую группу входят месторождения многих строительных материалов: известняков, мергелей, гипса, огнеупорных глин, суглинков, песчаников, конгломератов, галечника и некоторых эффузивных пород.

II группа — **пластовые и пластообразные месторождения с нарушенным залеганием**. Здесь также выделяются подгруппы месторождений, выдержанных и невыдержанных по качеству.

Характерная черта месторождений этой группы — наличие складчатых и дизъюнктивных дислокаций пластов полезных ископаемых. Сюда же относятся моноклинально залегающие пластовые месторождения с углами падения более 20—30°, а также месторождения, нарушенные карстовыми и оползневыми процессами. В эту группу входят месторождения известняков, гипса, мергелей, глин, песчаников, метаморфических пород и других строительных материалов.

III группа — **месторождения линзовидной, вытянутой или неправильной формы**. Эта группа месторождений отличается разнообразием очертаний в плане. Сюда входят

залежи элювиальных и аллювиальных огнеупорных и тугоплавких глин и суглинков, отдельные месторождения гипса, ледниковые, аллювиальные, флювиогляциальные скопления песчано-гравийного материала и некоторые другие.

IV группа — месторождения, в которых породы залегают в виде крупных штоков и неправильных залежей, а также образуют куполообразные и грядообразные массивы. В эту группу входят главным образом месторождения глубинных магматических пород, отличающиеся выдержанностью качественных показателей каменных материалов в глубину и по простиранию.

Сюда же входят некоторые месторождения известняков.

Для каждой из рассмотренных групп месторождений приходится применять определенный подход при выборе методики проведения разведочных работ.

Методы оценки запасов полезных ископаемых

Определение запасов полезных ископаемых — важнейшая задача геологоразведочных работ. В зависимости от степени разведанности месторождений запасы подразделяются на 5 категорий:

Категория A_1 соответствует запасам, определенным на основании эксплуатационной разведки на действующих карьерах. Эта категория запасов используется для производственного планирования.

Категория A_2 — запасы, подсчитанные на основании данных детальной геологической разведки. Категория A_2 служит для обоснования технического проекта карьера.

Категория В — запасы, установленные на площадях, разведанных и оконтуренных горными выработками. Подсчет по этой категории проводится, как правило, в результате предварительной разведки месторождений. Природные типы полезных ископаемых и промышленные сорта при этом подсчете устанавливаются без детализации. Эта категория запасов достаточна для составления проектного задания карьеров.

Категория C_1 — запасы подсчитываются на основании редкой сети разведочных выработок или обнажений. Эта

категория запасов может быть установлена при детальных поисковых работах. По категории C_1 составляются перспективные планы развития добычи строительных материалов.

Категория C_2 — запасы, подсчитываемые по геологическим и геофизическим данным, подтвержденным отдельными выработками. Для подсчета этой категории запасов достаточны данные поисковой разведки.

Расчет запасов полезных ископаемых проводится на основании данных геологоразведочных работ, дающих представление о мощности пласта полезного ископаемого и положении его в пространстве. Наиболее простой прием подсчета запасов — способ среднего арифметического. При этом способе предварительно определяют площадь месторождения S . Запасы (V) подсчитывают по формуле:

$$V = SH_{cp}$$

где H_{cp} — средняя мощность пласта полезного ископаемого, определяемая как среднеарифметическая из частных мощностей, замеренных в выработках

$$H_{cp} = \frac{H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n}{n}$$

При определении мощности пластов полезного ископаемого необходимо иметь в виду, что при значительной толще пород за нижнюю поверхность пласта может приниматься плоскость, проходящая на отметке максимальной глубины разработки материала.

Более трудоемкими, но более точными, являются методы треугольных и многоугольных призм. Определение запасов этими способами заключается в том, что площадь месторождения разбивают на треугольники или многоугольники, в вершинах которых располагают шурфы или скважины. Зная среднюю мощность пласта, в пределах каждой призмы устанавливают их объем. Запас месторождения представляет собой сумму частных объемов призм

$$V = \sum_{i=1}^n V_{пр}$$

где $V_{пр}$ — объем призм;
 n — число призм.

При расчете способом треугольника объем призм равен (рис. 208):

$$V_{пр} = \frac{1}{2} a h H_{ср},$$

где a — основание треугольника;
 h — высота треугольника;
 $H_{ср}$ — средняя мощность пласта в пределах треугольника, равная

$$\frac{H_1 + H_2 + H_3}{3}$$

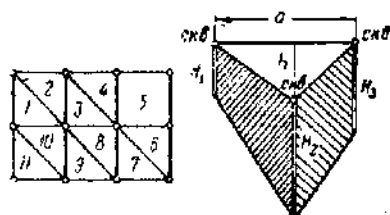


Рис. 208. Схема подсчета запасов методом треугольников

Запас месторождения при подсчете по треугольным призмам определяют по формуле:

$$V = \frac{1}{2} \sum_1^n a_i h_i H_{ср.i}$$

где a_i , h_i — соответствующие частные значения оснований и высот; $H_{ср.i}$ — средняя высота призм, n — число призм.

Для более точных расчетов применяют другие, более сложные методы.

Разведочные работы и опробование при исследованиях месторождений строительных материалов¹

Поисковые работы всегда должны предшествовать комплексу предварительных и детальных геологических разведок месторождений строительных материалов. Это обусловлено тем, что данные геологических карт недостаточны для оценки пригодности пород в качестве полезных ископаемых. Основанием для организации поисковых работ в данном районе является благоприятный комплекс геолого-литологических признаков и сообщения экономического порядка.

Главный метод поисков — маршрутное обследование, осуществляемое либо одновременно с геологической съемкой масштаба 1:25 000—1:50 000, либо на основе имеющихся топографических и геологических карт соответствующих масштабов. Расстояния между маршрутами принимаются от 0,5 до 3 км в зависимости от степени обнаженности и масштаба топографической основы.

Помимо маршрутных обследований, в необходимых случаях проходятся шурфы, канавы, расчистки, мелкие скважины и другие типы выработок. При благоприятных геологических условиях возможно применение электро-разведки.

В процессе поисковых работ осуществляется также начальное опробование полезного ископаемого.

При благоприятных результатах первого этапа поисковых работ для определения наиболее перспективных месторождений проводятся детальные поиски. Поисковые работы позволяют наметить участки месторождений, рентабельных для дальнейших разведочных работ.

Благоприятны также участки, на которых горный коэффициент не превышает единицы. Для отдельных видов полезных ископаемых (например огнеупорных глин) горный коэффициент может быть больше (до 5 и даже 10).

¹ Раздел написан в соответствии с методическими указаниями, составленными ВИМСом.

Детальные поиски состоят в геологической съемке масштаба 1:10 000—1:5 000 и комплексе разведочных выработок, количество которых определяется требованиями подсчета запасов по категории C_1 .

Для характеристики строения месторождения по вертикали в процессе детальных поисков проводится необходимое количество глубоких выработок (шурфов и скважин).

Опробование при детальных поисковых работах должно быть достаточным для предварительного изучения

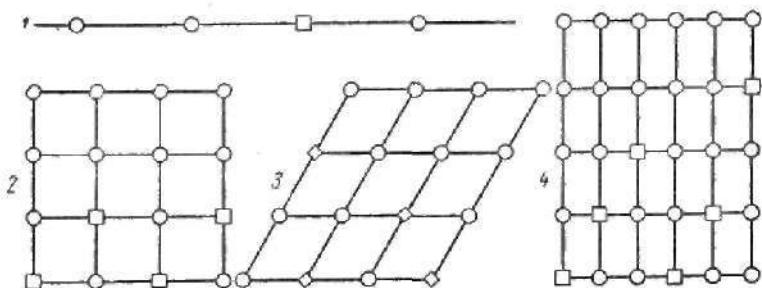


Рис. 209. Размещение горных выработок по разведочным линиям (1) и сеткам:
2 — квадратная, 3 — ромбическая, 4 — прямоугольная

технологических свойств строительных материалов, позволяющего решить вопрос о пригодности исследуемых пород для промышленной добычи.

Предварительные и детальные разведки, как правило, проводят без разрыва во времени. Предварительные разведки имеют цель выявить участки с лучшим качеством полезных ископаемых и наиболее благоприятными горнотехническими условиями для строительства карьера. По результатам предварительных разведок подсчитывают запасы по категории В.

Детальные разведки проводят на выбранном в процессе предварительной разведки участке с наиболее благоприятными условиями и качеством материала.

При проведении разведок выработки (скважины, шурфы, каналы) располагают либо по разведочным линиям,

либо по квадратной, прямоугольной, ромбической и другим видам сеток (рис. 209).

Расстояние между выработками определяется типом месторождений, категорией подсчета запасов и некоторыми другими факторами.

Для подсчета запасов месторождений I группы по категории В расстояние между выработками принимается от 120 до 500 м, а по категории A_2 — от 60 до 300 м.

При разведке месторождений II группы выработки размещают по разведочным линиям, располагаемым в крест простирания пород. Расстояние между разведочными линиями принимается при необходимости подсчета запасов по категории В от 100 до 400 м, а по категории A_2 — от 50 до 200 м.

Разведка месторождений III группы осуществляется аналогично месторождениям I группы, но расстояние между выработками принимается при подсчете запасов по категории В от 50 до 300 м, а по категории A_2 — от 25 до 150 м.

Месторождения IV группы исследуются выработками, расположенными по правильным сеткам. Расстояния между выработками принимаются для подсчета запасов по категории В от 300 до 500 м, а по категории A_2 — от 200 до 300 м.

При разведке месторождений применяется ударно-вращательное, шнековое, вибрационное и колонковое бурение. Диаметр его должен быть не менее 50 мм.

Для изучения горизонтально залегающих пластов закладывают шурфы, глубина которых может достигать 20 м и более. При исследовании крупноподпадающих пластов роют каналы глубиной до 2—3 м при ширине 1 м.

В процессе разведочных работ тщательно изучают гидрогеологические условия месторождений. Для этой цели выполняют гидрогеологическую съемку, опытные откачки, режимные наблюдения за уровнем подземных вод и т. д. Разведочные работы всегда сопровождаются крупномасштабной геологической съемкой.

Большую роль в оценке месторождений строительных материалов играет их опробование. Отбираемые пробы необходимы для дальнейшего определения химического, минералогического и гранулометрического состава полезных ископаемых, определения их физических и механических свойств, а также для проведения техно-

логических исследований сырья. В зависимости от намеченного комплекса лабораторных исследований применяют следующие типы опробования: бороздочное, керновое, монолитное (штуфное), валовое.

Бороздочное опробование проводят для определения состава пород и их технологических свойств. Оно выполняется следующим способом: а) снимается выветрелый слой породы; б) проводится перпендикулярно к напластованию борозда шириной 10—15 см и глубиной 5—10 см. Весь извлекаемый из нее материал высыпают на фанерный лист либо на брезент. Длина борозды определяется мощностью пласта. При значительной величине ее отбор проводится участками длиной в 1,0 м.

Керновое опробование применяют при колонковом бурении. Полученный керн раскалывают вдоль на две половинки: одна идет на исследование состава породы, а вторая остается для документации выработки.

Монолитное (штуфное) опробование служит для оценки свойств каменных материалов. При этом методе из каждого слоя отбирают монолиты кубической формы размером 20×20×20 или 25×25×40 см.

Валовое опробование применяется при разведке гравиционно-песчаных месторождений. При этом методе в пробу входит весь материал, извлекаемый из шурфа или дудки, либо определенная его часть.

Количество отбираемой пробы зависит от типа материала и необходимых лабораторных исследований. Для лабораторных исследований рыхлых пород необходим отбор пробы в количестве 50 кг. Для полужавоудских технологических испытаний количество материала в пробе может достигать 10—15 т. Для анализа цементного сырья отбирают пробы известняка весом 100 кг, мела — 200—400 кг и глины — 100—150 кг.

Иногда объем отобранной пробы пород оказывается большим, чем это необходимо. В этом случае их дробят и сокращают. При этом материал перемешивают и квартую (на фанерном листе пробу разбивают на четыре части и противоположные из них выбрасывают).

При сокращении проб для химических анализов их необходимый вес устанавливают по формуле:

$$Q_1 = ka^2,$$

где Q_1 — необходимый вес пробы, кг;

k — коэффициент, учитывающий однородность пород (например, для карбонатных пород его величина берется от 0,05 до 0,1);

d — диаметр дробленых частиц, мм.

Каждую пробу снабжают соответствующей этикеткой и отметку о ее взятии заносят в полевые журналы.

Районирование территории СССР по видам строительных материалов

Районы обширной территории Советского Союза различны по геологической истории и рельефу. Это определяет неравномерность распределения месторождений естественных ископаемых. Попытка районирования территории европейской части СССР по распространению каменных материалов была предпринята Н. П. Малюковым. Им выделены 5 классов.

I класс — районы, полностью обеспеченные качественным каменным материалом из кристаллических пород. Сюда относятся юго-западная Украина, Карелия, Кольский полуостров и другие районы.

II класс — районы с мощными месторождениями известняков и песчаников. Районы распространения песчаников: Овручский, Прионежский, Донецкий, Западный Урал и т. д. Районы развития мощных толщ известняков: Ленинградская область, Подмосковный бассейн, Уфимское плато и др.

III класс — районы, в разной степени обеспеченные известняками и песчаниками средней и ниже средней крепости. Районы развития известняков: часть Ленинградской области, Подмосковный бассейн и некоторые другие места. Отдельные районы развития песчаников встречаются на Урале, в Поволжье.

IV класс — районы с мелкими месторождениями известняков и песчаников невысокого качества. Это главным образом области развития меловых отложений средней полосы европейской части СССР.

V класс — районы, лишенные каменных материалов. Сюда относят Северный Прикаспий, Прикубанские степи и ряд других районов.

Обеспеченность различных районов Советского Союза естественными строительными материалами зависит от

геологической истории районов. Так, крупнейшие месторождения гипсов приурочены к пермским отложениям западного Приуралья; известняки-ракушечники широкой полосой распространены от ст. Цимлянкой на Нижнем Дону до западных границ нашего государства, связаны с комплексом неогеновых морских осадков. В центральных районах европейской части СССР распространены мергели, трепелы, меловые отложения, образовавшиеся в мелководных морях мелового периода, и т. д.

Каменные материалы магматического происхождения концентрируются в районах развития горных систем Кавказа, Средней Азии, Восточной Сибири, Урала, Карелии и в районах с близким залеганием к поверхности складчатых структур (Украина). Южный Крым богат месторождениями диорита и известняка; Закавказье — вулканическими туфами; Центральный Кавказ — гранитами, диоритами, песчаниками, известняками, излившимися и метаморфическими породами.

В районах Русской платформы широко развиты месторождения осадочных пород: суглинков, глин, песчаников, известняков, песков, галечников, трепела и других строительных материалов.

Районирование распространения естественных полезных ископаемых — важная государственная задача, позволяющая составлять перспективные планы развития промышленности строительных материалов в различных районах нашей Родины.

ПОНЯТИЯ ОБ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ НА СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДКАХ

Общие представления

В Советском Союзе проектирование промышленных и гражданских зданий и сооружений ведется по двухстадийной системе:

- 1) расширенное проектное задание;
- 2) техно-рабочий проект.

В соответствии с этим инженерно-геологические изыскания на площадках промышленного и гражданского строительства делятся также на две стадии:

- 1) изыскания на стадии проектного задания (предварительные),
 - 2) изыскания на стадии техно-рабочего проекта (детальные).
- Объемы инженерно-геологических исследований на каждой стадии устанавливаются в зависимости от следующих факторов:
- а) капитальности, конструктивных особенностей, размеров и стоимости проектируемых объектов;
 - б) геологической изученности районов: чем больше изученность, тем меньше объем исследований;
 - в) сложности геологических условий: тектоники, литологического разнообразия пород и т. д.;
 - г) степени развития физико-геологических явлений и инженерно-геологических процессов (оползней, карста, просадок и т. д.);
 - д) особенностей инженерно-геологических грунтов.

Изыскания на стадии проектного задания

Объем предварительных инженерно-геологических работ должен дать достаточный материал для составления проектного задания. На этой стадии решаются следующие вопросы: 1) дают инженерно-геологическое обоснование для выбора наиболее благоприятного варианта размещения площадки строительства; 2) получают общую характеристику физических и механических свойств основных генетических и литологических типов пород; 3) выявляют и делают общие описания развитых в районе физико-геологических явлений и инженерно-геологических процессов; 4) дают характеристику подземных вод.

Для решения перечисленных вопросов выполняют следующие инженерно-геологические работы: а) инженерно-геологическую съемку района; б) закладывают сеть разведочных выработок; в) отбирают пробы для лабораторных исследований грунтов; г) проводят гидрогеологические исследования территории; д) организуют режимные наблюдения за колебаниями уровня подземных вод (как правило, изучаются грунтовые воды); е) выполняют лабораторные и полевые исследования грунтов.

После окончания полевых работ проводится камеральная обработка полученных материалов и составляется отчет.

Останемся на некоторых особенностях инженерно-геологических изысканий на стадии проектного задания.

Инженерно-геологическая съемка осуществляется в масштабах 1:500, 1:1000, 1:5000, 1:10 000. Этот вид съемки носит комплексный характер. В процессе ее проведения изучают рельефные (геоморфологические), геологические, литологические и гидрогеологические особенности районов строительства. Особое внимание при этом отводят изучению и картированию геодинамических процессов (размыва, оползней, карста и т. д.). Особенность инженерно-геологической съемки — изучение состояния существующих зданий и сооружений. При обнаружении деформаций, связанных с осадками грунтовых оснований, устанавливают причины последних и учитывают их при районировании территории.

В результате инженерно-геологической съемки составляют инженерно-геологическую карту (рис. 210). На ней обязательно районировать территорию по степени ее благоприятности для данного строительства.

Разведочные работы осуществляют буровыми комплектами при диаметре скважины не менее 89 мм. Скважины и шурфы при изысканиях на стадии проектного задания располагают по правильным сеткам, разведочным линиям или одиночным выработкам.

Глубина скважины принимается от 10 до 20 м. Глубина шурфов чаще всего определяется уровнем грунтовых вод, а в случае ее отсутствия или глубокого залегания доводится до 3—10 м.

Количество выработок и расстояние между ними в разведочных створах устанавливают в зависимости от геологических условий и характера проектируемых сооружений.

Для получения достаточного числа монолитных образцов количество шурфов должно составлять не менее $\frac{1}{5}$ от всего количества выработок.

Из скважин и шурфов отбирают, как правило, образцы с ненарушенной структурой — монолиты. При отборе их из шурфов им придают форму кубиков с размерами сторон 20×20×20 см. Монолиты из скважин отбирают с помощью грунтоносов. Отобранные образцы

с ненарушенной структурой покрывают парафином или специальной мастикой для сохранения естественной влажности при транспортировании их в лабораторию.

При инженерно-геологических изысканиях на стадии проектного задания применяют геофизические методы (электропрофилирование и ВЭЗ). Отчет по предварительным изысканиям должен давать геологическую, гидрогеологическую и инженерно-геологическую характе-

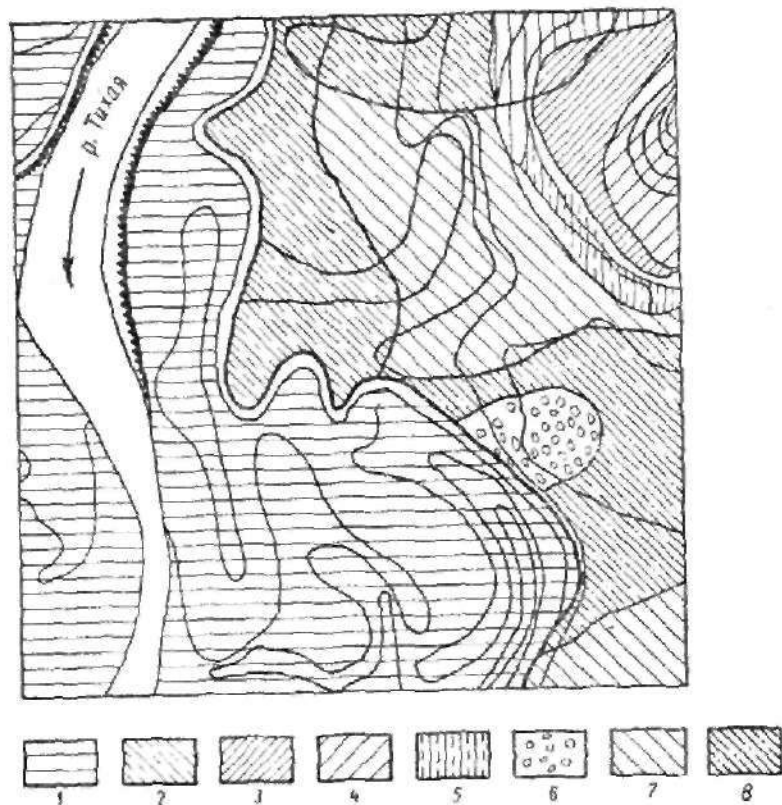


Рис. 210. Инженерно-геологическая карта:

1 — пойменная терраса, сложенная песками с прослоями ила. Грунтовые воды на глубине менее 3 м. Район неблагоприятен для строительства; 2, 3, 5, 6, 7, 8 — надпойменные террасы с участками, сложенными различными породами. Район, благоприятный для строительства; 4 — участок распространения глина, сильно закарстованного, район для строительства неблагоприятен

рисунки всего изученного района и обоснование выбора наиболее благоприятного варианта размещения строительной площадки.

Изыскания на стадии техно-рабочего проектирования

Инженерно-геологические изыскания на стадии техно-рабочего проекта должны решить следующие главные задачи:

а) дать детальную характеристику геологических условий непосредственно на площадках размещения сооружений;

б) подробно охарактеризовать механические и физические свойства грунтов в пределах площадок сооружений, необходимых для расчетов оснований;

в) выявить гидрогеологические условия строительной площадки с прогнозами колебания уровня и состава подземных вод.

Для решения этих задач проводят полевые работы, лабораторные исследования, камеральную обработку материала и составляют отчет.

Разведочные работы имеют целью изучение геологических и гидрогеологических условий под сооружениями. Скважины и шурфы располагают в пределах контуров сооружений. Глубину выработок устанавливают в зависимости от пределов распространения в основаниях напряжений от сооружений (от 5 до 25—30 м).

Обязательную часть выработок составляют шурфы (или, как их называют, технические выработки). Последние дают возможность отбора качественных монолитов для лабораторных исследований свойств грунтов основания.

Полевые опытные работы проводят для получения ряда расчетных характеристик, необходимых при проектировании строительных объектов. Наиболее распространены следующие опытные работы:

1. Гидрогеологические (определения методом налива и откачки коэффициентов фильтрации, скорости и направления потоков грунтовой воды методами красящих веществ, эквипотенциальных поверхностей и т. д.).

2. Испытания несущей способности пород при помощи пробных статических нагрузок.

3. Наблюдения за опытными котлованами, опытными участками каналов для выявления характера развития просадочных явлений и величины устойчивых откосов.

4. Пробные испытания свай статическими нагрузками, позволяющие получить необходимые данные для расчета свайных оснований.

5. Пробная бойка свай, производимая для той же цели.

6. Наблюдения за глубинами промерзания грунтов, осуществляемые с помощью специальных приборов — мерзлотомеров.

7. Полевые определения сопротивления сдвигу.

Лабораторные исследования при детальных изысканиях проводят для получения исчерпывающих характеристик физических и механических свойств грунтов. Их объем зависит от типа пород, вида проектируемых сооружений и некоторых других факторов. Часть лабораторных исследований осуществляют в полевых лабораториях.

Отчет по изысканиям на техно-рабочий проект должен содержать детальную характеристику инженерно-геологических условий строительства площадок под проектируемыми сооружениями.

ЛИТЕРАТУРА

Общие руководства

- Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. Изд-во МГУ, 1957.
- Гуменский Б. М. Основы геологии для строителей железных дорог. Трансжелдориздат, М., 1955.
- Денясов Н. Я. Инженерная геология и гидрогеология. Госстройиздат, М., 1957.
- Коломенский Н. В. Инженерная геология. Госгеоллиздат, М., 1951.
- Коломенский Н. В., Комаров И. С. Инженерная геология. «Высшая школа», М., 1964.
- Маслов Н. Н. Инженерная геология. Госстройиздат, М., 1957.
- Обручев В. А. Основы геологии. Изд-во АН СССР, М., 1956.
- Попов В. В. Геология в военно-инженерном деле (военная геология). Изд. ВИА, 1958.
- Попов И. В. Инженерная геология. Госгеоллиздат, М., 1951.
- Сергеев Е. М. Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1952.
- Чарыгин М. М. Общая геология. Госгостехиздат, М., 1956.
- Keil K. Ingenieur geologie und Geotechnik. W. Knapf, Halle, 1951.
- Kettner R. Allgemeine Geologie. DVW, Berlin, 1958.
- Särchingen H. Geologie und Gesteinskunde, Berlin, 1958.

К I, II, III частям

- Аншелес О. М. Начала кристаллографии. Изд-во МГУ, 1952.
- Белянкин Д. С. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, М., 1952.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Кристаллооптика. Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеоллиздат, М., 1951.
- Давыдочкин А. Н. Основы геологии, минералогии и петрографии. «Будівельник». Киев, 1966.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1955.

- Зубков В. В. Краткий курс общей петрографии. Углетехиздат, М., 1956.
- Крытский В. В. и Четвериков С. Д. Краткий курс минералогии и петрографии с начальными сведениями по кристаллографии. Углетехиздат, М., 1953.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Лучицкий В. И. Петрография, Госгеолиздат, 1947.
- Попов Г. М. и Шафрановский И. И. Кристаллография. Госгеолиздат, М., 1955.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Госгостехиздат, М., 1953.
- Седлецкий И. Д. Методы изучения коллоидно-дисперсных минералов. Изд. КГУ, Киев, 1955.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I и II. Госгостехиздат, М., 1958.
- Торопов Н. А. и Булак А. Н. Курс минералогии и петрографии с основами геологии. Промстройиздат, М., 1953.
- Торопов Н. А. и Астреева О. М. Петрографический контроль порландцементного клинкера и доменного шлака. Труды «НИИЦЕМЕНТ», вып. I. Промстройиздат, М., 1948.
- Торопов Н. А. Химия цементов. Госстройиздат, М., 1956.
- Флинт Е. Е. Начала кристаллографии. Госгеоллиздат, М., 1952.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, М., 1958.

К IV части

- Буюлов Н. И. Структурная и полевая геология. Госгостехиздат, М., 1953.
- Гаркуша И. Ф. Почвоведение. Сельхозиздат, М., 1954.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза, М., 1949.
- Кленова М. В. Геология моря. Ученгиз, М., 1948.
- Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Мазарович А. И. Историческая геология. Изд. ГОНТИ, 1938.
- Светловский А. Е. Цунами. Изд-во АН СССР, 1957.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Госгеоллиздат, М., 1948.
- Федорович Б. А. Лик пустыни. «Молодая гвардия», 1952.

К V части

- Ананьев В. П. Минералогический состав и свойства лёссовых пород. Изд-во Ростовск. ун-та, 1964.
- Богомолов Г. В. Основы гидрогеологии. Госгеоллиздат, М., 1955.
- Богомолов Г. В. и Силин-Бекчурин А. И. Специальная гидрогеология. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Гармонов И. В. и Лебедев А. В. Основные задачи по динамике подземных вод. Госгеоллиздат, М., 1952.

Денисов Н. Я. Строительные свойства лѣсса и лѣссовидных суглинков. Госстройиздат, 1953.

Каменский Г. Н., Климентов П. П., Овчинников А. М. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. Госгеолиздат, М., 1958.

Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Изд. МГУ, 1958.

Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лѣссовые породы СССР и их строительные свойства. Госгеолиздат, М., 1958.

Ларионов А. К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. «Недра», М., 1966.

Ларионов А. К. Занимательная инженерная геология. «Недра», М., 1968.

Литвинов И. М. Термическое укрепление просадочных лѣссовых и других грунтов в основаниях различных зданий и сооружений. Изд. АН УССР, Киев, 1955.

Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов. Госгеолиздат, М., 1952.

Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. I, 1952; ч. II 1955. Госгеолиздат, М.

Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. ОНТИ НКТП СССР, 1937.

Семихатов А. Н. Гидрогеология, Сельхозгиз, М., 1954.

Сергеев Е. М. Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1959.

Флейшман С. М. Селевые потоки. Географгиз, М., 1951.

Цытович Н. А. Основания и фундаменты на мерзлых грунтах. Изд-во АН СССР, М., 1958.

К VI части

Аверин Н. Д. Карьерное хозяйство. Госстройиздат, М. — Л., 1958.

Временные технические условия и инструкции на исследование грунтов оснований промышленных и гражданских зданий и сооружений. Гос. изд-во литературы по строительству и архитектуре, М., 1954.

К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых. Госгеолиздат, М., 1955.

Малюков Н. П. и Мейтус М. Э. Основы инженерной геологии. М., 1947.

Методические указания по производству геологоразведочных работ, вып. VIII, «Разведка месторождений строительных материалов». Госгеолиздат, М., 1957.

Панюков П. Н. Инженерная геология. Госгортехиздат, М., 1962.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие ко второму изданию	3
Введение	5
Общие сведения о Земле	11
Земля как планета	11
Солнечная система	11
Происхождение Солнечной системы	14
Форма и строение Земли	16
Форма Земли	16
Строение Земли	16
Понятие о геологических процессах	21
Структура земной коры	23

Часть I

Основы кристаллографии

Понятие о кристаллическом веществе, кристалле и кристаллографии	26
Внутреннее строение и важнейшие свойства кристаллов	27
Законы кристаллографии	30
Классификация кристаллов	33
Форма кристаллов	35
Кристаллические двойники	38
Параметры и индексы граней	39
Оптические свойства кристаллов	43
Поляризационный микроскоп	48
Назначение и типы поляризационных микроскопов	48
Устройство поляризационных микроскопов	49
Подготовка микроскопа к работе	52
Препараты для микроскопического исследования	53
Исследование препаратов под микроскопом	54
Методы исследования высокодисперсных кристаллов	61
Электронномикроскопический анализ	62
Структурные анализы	64
Термические исследования	65
Химический анализ	66

Часть II

Основы минералогии

	Стр.
Общие понятия	67
Физические свойства минералов	67
Химические свойства минералов	72
Процессы образования минералов	74
Понятия о генезисе минералов	74
Эндогенный генезис минералов	74
Экзогенный генезис минералов	75
Метаморфический генезис минералов	77
Классификация минералов	78
Характеристика основных минералов	78
Класс I — силикаты	78
Класс II — карбонаты	93
Класс III — окислы	95
Класс IV — гидроокислы	98
Класс V — сульфиды	99
Класс VI — сульфаты	101
Класс VII — галоиды	104
Класс VIII — фосфаты	105
Класс IX — вольфраматы	106
Класс X — самородные элементы	107
Искусственные минералы	108
Общие представления	108
Искусственные минералы технических продуктов	112
Силикаты кальция	112
Алюминаты кальция	115
Алюмосиликат кальция	116
Алюмосиликат	117
Силикаты кальция и магния	117
Алюмоферрит кальция	118
Ферриты кальция	119
Окислы и гидроокислы	119
Гипс и продукты его обезвоживания	121
Прочие соединения кальция	123
Искусственные высокопрочные кристаллы	123

Часть III

Основы петрографии

Общие сведения	125
Магматические горные породы	126
Глубинные и излившиеся породы	126
Формы залегания магматических пород	128
Химический состав магматических пород	130
Минералогический состав магматических пород	131
Структура и текстура магматических пород	132
Трещиноватость и отдельность магматических пород	136
Главные типы магматических пород	138

Ультракислые породы	138
Кислые породы	139
Средние породы	145
Щелочные магматические породы	147
Основные породы	149
Ультраосновные породы	151
Осадочные породы	152
Общие представления	152
Химический и минералогический состав осадочных пород	156
Обломочные породы	157
I. Рыхлые обломочные породы	158
Грубообломочные породы	161
Песчаные породы	163
Пылеватые породы	165
Глинистые породы	167
II. Цементированные породы	168
III. Пирокластические породы	172
Химические породы	174
Галоиды и сульфаты	174
Карбонатные породы	176
Аллитовые породы	181
Органогенные породы	182
Кремнистые породы	182
Углеродистые породы (каустобиолиты)	183
Твердые каустобиолиты	183
Жидкие каустобиолиты	185
Метаморфические породы	186
Понятие о метаморфических процессах	186
Классификация метаморфических пород	191
I. Массивные (зернистые) метаморфические породы	191
II. Сланцеватые породы	193
Методы петрографического изучения горных пород	194
Техническая петрография	196
Понятие о технической петрографии	196
Огнеупорные материалы	198
Абразивы	202
Керамические материалы	203
Шлаки	204
Вязущие вещества	206
Продукты стекольного производства	211

Часть IV

Основы геологии

Процессы внутренней динамики Земли	212
Движения земной коры	212
Понятие об орогенических и эпигерогенических движениях	212
Определение положения пласта в пространстве	214
Складчатые дислокации	218
Разрывные дислокации	219
Сейсмические явления	221

Общие представления	221
Механизм землетрясений	223
Оценка силы землетрясения	226
Строительство сооружений и проектирование карьеров в сейсмических районах	230
Процессы внешней динамики земли	232
Выветривание горных пород и строительных материалов	232
Сущность процесса выветривания	232
Физическое (механическое) выветривание	234
Химическое выветривание	236
Органическое выветривание	237
Элювий и делювий	238
Борьба с выветриванием естественных и искусственных строительных материалов	242
Геологическая деятельность ветра	244
Общие представления	244
Дефляция и коррозия	244
Перенос и аккумуляция	246
Геологическая деятельность текучих вод	248
Общие понятия	248
Образование оврагов	249
Сели (грязевые потоки)	251
Деятельность рек	254
Геологическая деятельность моря	259
Общая характеристика океанов и морей	259
Разрушительная работа моря	260
Перенос и аккумуляция	266
Геологическая деятельность ледников	267
Общее представление о ледниках	267
Разрушительная и аккумулятивная деятельность льда	269
Основы геологической хронологии	272
Абсолютный и относительный возраст горных пород	272
Общие сведения	272
Абсолютный возраст горных пород	273
Относительный возраст горных пород	275
Геологическая хронология	277
Краткая характеристика геологической истории территории СССР	279
Архейская и протерозойская эры	279
Палеозойская эра	283
Мезозойская эра	287
Кайнозойская эра	289

Часть V

Элементы гидрогеологии

Понятие о подземных водах	293
Общие сведения	293
Пути накопления подземных вод	294
Виды влаги в горных породах и водные свойства пород	296
Виды влаги в горных породах	296

Свойства горных пород и вода	300
Классификация подземных вод	306
Типы подземных вод	306
Верховодка	306
Грунтовые воды	307
Напорные (артезианские) воды	309
Прочие виды подземных вод	310
Глубина залегания и поверхность грунтовых вод	310
Химический состав и агрессивность подземных вод	313
Понятие о химическом составе подземных вод	313
Агрессивное действие подземных вод на бетон	315
Режим подземных вод	316
Основной закон движения подземных вод	318
Определение коэффициента фильтрации	320
Общие сведения	320
Расчетные методы	320
Лабораторные методы	321
Полевые методы	323
Методы полевого определения направления и скорости потока грунтовых вод	328
Способ трех скважин	328
Метод красящих веществ	329
Электролитический метод	329
Метод эквипотенциальных линий	331
Расход потока грунтовых вод и расчеты притоков воды к различным выработкам	332
Расход плоского потока	332
Расчет притока воды к колодезю	336
Расчет притока воды к траншее и канаве	338
Определение притока воды к карьерам	339
Методы борьбы с подземными водами при разработке карьеров и строительных котлованов	340
Общие представления	340
Открытый водоотлив	340
Горизонтальный дренаж	341
Вертикальный дренаж	342

Часть VI

Практические вопросы инженерной геологии и разведки строительных материалов

Понятие об инженерно-геологическом изучении пород и инженерно-геологических процессах	346
Инженерно-геологическое изучение пород	346
Классификация грунтов	347
Основные физические свойства рыхлых горных пород	349
Общие понятия	349
Общие физические свойства	349
Коллоидные свойства	352
Консистенция и пластичность глинистых пород	355
Водно-физические свойства	358

	Стр.
Понятия о механических свойствах горных пород	362
Общие представления	362
Сжимаемость рыхлых горных пород	364
Сопротивление сдвигу рыхлых пород	366
Механические характеристики массивных пород	368
Движение земляных масс на склонах	369
Типы движений земляных масс на склонах	369
Оползни	371
Мероприятия по борьбе с оползнями	376
Устойчивость стенок карьеров в рыхлых породах	378
Плывуны	380
Понятия о плывунах	380
Методы борьбы с плывунами	382
Просадки	386
Общие понятия	386
Строение лёссовых пород и стадийность просадки	387
Оценка величины просадки	389
Борьба с просадочностью	390
Карст	393
Понятие о карсте	393
Инженерно-геологические исследования и строительство в карстовых районах	397
Многолетняя (вечная) мерзлота	399
Общие понятия	399
Строение и особенности многолетней и вечной мерзлоты	401
Процессы, связанные с многолетней мерзлотой	402
Строительство в районах многолетней мерзлоты	404
Геологические исследования месторождений строительных материалов и строительных площадок	406
Общие понятия о месторождениях строительных материалов	406
Горные породы как строительные материалы	406
Способы разработки месторождений	412
Понятие о проектировании карьеров	414
Геологическое картирование	415
Общие представления о геологическом картировании	415
Геологические съемки	418
Некоторые понятия о построении геологических карт и разрезов	421
Разведочные работы	425
Разведочные выработки	425
Бурение	428
Геофизические методы исследования	433
Поиски и разведка месторождений	436
Понятие о разведке месторождений	436
Классификация месторождений по признакам, определяющим методы разведочных работ	439
Методы оценки запасов полезных ископаемых	440
Разведочные работы и опробование при исследованиях месторождений строительных материалов	443
Районирование территории СССР по видам строительных материалов	447

	Стр.
Понятие об инженерно-геологических изысканиях на строительных площадках	448
Общие представления	448
Изыскания на стадии проектного задания	449
Изыскания на стадии техно-рабочего проектирования	452
Литература	454

*Анатолий Константинович Ларионов
Всеволод Петрович Ананьев*

**ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ
И ГЕОЛОГИИ**

Редактор Н. А. Соколова
Художник В. П. Гикунов
Художественный редактор Т. А. Коленкова
Технический редактор А. К. Нестерова
Корректор Е. К. Штурм

Г—12006 Сдано в набор 17/III—69 г.
Подп. к печати 12/VIII—69 г. Формат 84×108¹/₃₂
Объем 14,5 печ. л. 24,36 усл. л. л.
Уч.-изд. л. 22,71 Изд. № Е-161 Тираж 15 000 экз.
Цена 94 коп.

Тематический план издательства
«Высшая школа» (вузы и техникумы) на 1969 г.
Позиция № 142.
Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14,
Издательство «Высшая школа»

Московская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР,
Хохловский пер., 7. Зак. 3481.

ОСНОВЫ
МИНЕРАЛОГИИ
ПЕТРОГРАФИИ
И ГЕОЛОГИИ

А.К. Ларионов - В.И. Ананьев